

Uniwersytet Gdański
Wydział Oceanografii i Geografii



Aleksandra Cupiał

Warunki meteorologiczne
nad Morzem Bałtyckim powodujące
ekstremalne falowanie wiatrowe
w Zatoce Gdańskiej

Praca doktorska wykonana
w Pracowni Oceanografii Fizycznej
Katedry Oceanografii Fizycznej i Badań Klimatu
Uniwersytetu Gdańskiego
pod kierunkiem dra hab. Witolda Cieślakiewicza

Gdynia, 2024

University of Gdańsk
Faculty of Oceanography and Geography



Aleksandra Cupiał

Meteorological conditions over the Baltic Sea causing extreme wind waves in the Gulf of Gdańsk

a Dissertation submitted
in partial fulfilment of the requirements
for the degree of Doctor of Philosophy
in the Laboratory of Physical Oceanography
in the Department of Physical Oceanography and Climate Research
under the supervision of dr hab Witold Cieřlikiewicz

Gdynia, 2024

Chciałabym podziękować

Rodzinie i Przyjaciołom za wieloletnie wsparcie i cierpliwość jakimi mnie obdarzali w czasie prowadzenia prac nad rozprawą doktorską;

Pracownikom Uczelni, zarówno naukowym jak i z pionu administracyjnego, za miłe słowo, wsparcie i pomoc jakiej udzielali mi na wszystkich etapach realizacji pracy doktorskiej;

Promotorowi, profesorowi Cieślikiewiczowi, za udostępnienie danych, chętnie i szczodre dzielenie się wiedzą i doświadczeniem, umożliwienie uczestnictwa w szeregu niezwykłych przedsięwzięć, a przede wszystkim za zaproszenie do współpracy, możliwość zajęcia się fascynującym tematem badawczym i wprowadzenie w świat nauki.

Obliczenia wykonano z wykorzystaniem komputerów Centrum Informatycznego Trójmiejskiej Akademickiej Sieci Komputerowej.

Dla K.M.

Spis treści

Spis rysunków.....	xii
Spis tabel	xviii
Abstrakt	xxi
Abstract	xxiii
Ważniejsze oznaczenia	xxv
1. Wstęp.....	27
1.1. Szczegółowe cele i plan pracy	28
1.2. Warunki klimatyczne nad Morzem Bałtyckim.....	30
1.2.1. Wielkoskalowe indeksy atmosferyczne.....	31
1.3. Falowanie wiatrowe Morza Bałtyckiego	35
1.3.1. Rys historyczny metod pomiaru falowania na Morzu Bałtyckim	35
1.3.1.1. Modelowanie numeryczne pól falowania wiatrowego na Morzu Bałtyckim	37
1.3.2. Klimat falowy Morza Bałtyckiego – stan wiedzy	39
1.3.2.1. Klimat falowy Zatoki Gdańskiej.....	42
1.4. Charakterystyka sztormów Morza Bałtyckiego.....	43
1.5. Analiza empirycznych funkcji ortogonalnych w naukach o Ziemi.....	48
2. Dane i obszar badawczy	51
2.1. Pola parametrów meteorologicznych.....	51
2.2. Pola falowania wiatrowego.....	52
2.2.1. Opis modelu WAM	52
2.2.2. Parametry modelu WAM	54
2.3. Dane pomiarowe parametrów meteorologicznych	56
2.4. Wielkoskalowe indeksy atmosferyczne	58
2.5. Opis obszaru badawczego	58
2.5.1. Wybór reprezentatywnych punktów badawczych.....	60
3. Metody	61
3.1. Analiza statystyczna	61
3.2. Metoda empirycznych funkcji ortogonalnych.....	61
3.3. Oprogramowanie	63

4. Uzyskane wyniki i dyskusja.....	65
4.1. Analiza statystyczna całkowych parametrów falowania w Zatoce Gdańskiej.....	66
4.1.1. Podstawowe statystyki falowania wiatrowego w Zatoce Gdańskiej.....	66
4.1.1.1. Wysokość fali znacznej.....	66
4.1.1.2. Średni okres fali.....	70
4.1.1.3. Średni kierunek propagacji falowania.....	73
4.1.2. Łączne rozkłady częstotliwościowe wysokości fali znacznej i średniego okresu.....	76
4.1.3. Zmienność sezonowa klimatu falowego.....	78
4.1.4. Trendy parametrów całkowych falowania wiatrowego.....	84
4.1.4.1. Zmienność wieloletnia wysokości fali znacznej.....	84
4.1.4.2. Zmienność wieloletnia średniego okresu.....	87
4.1.5. Zmienność całkowych parametrów falowania w Zatoce Gdańskiej w kontekście prac innych badaczy.....	90
4.2. Typowe warunki meteorologiczne.....	97
4.2.1. Ciśnienie atmosferyczne.....	97
4.2.2. Pole wiatru.....	98
4.2.3. Interpretacja wyników.....	101
4.3. Zmienność warunków cyrkulacyjnych.....	104
4.3.1. Wzorce pola anomalii ciśnienia atmosferycznego.....	104
4.3.1.1. Opis wektorów własnych.....	106
4.3.1.2. Zmienność sezonowa.....	107
4.3.1.3. Korelacje z indeksami wielkoskalowej cyrkulacji atmosferycznej.....	110
4.3.1.4. Interpretacja wyników wektorów własnych pola ciśnienia.....	114
4.3.2. Wzorce pola anomalii prędkości wiatru.....	116
4.3.2.1. Opis wektorów własnych anomalii pola prędkości wiatru obszaru REMO.....	118
4.3.2.2. Opis wektorów własnych anomalii pola prędkości wiatru obszaru Morza Bałtyckiego.....	122
4.3.2.3. Interpretacja wyników wektorów własnych pola wiatru.....	125
4.4. Zjawiska sztormowe w Zatoce Gdańskiej.....	129
4.4.1. Sztormy ekstremalne w Zatoce Gdańskiej.....	130
4.4.1.1. Wybór sztormów.....	130
4.4.1.2. Zmienność całkowych parametrów falowania w czasie sztormów w Zatoce Gdańskiej.....	134
4.4.2. Warunki meteorologiczne w czasie sztormów Zatoki Gdańskiej.....	143
4.4.2.1. Ciśnienie atmosferyczne.....	143

4.4.2.2. Pole wiatru	144
4.4.3. Trajektorie układów niżowych związanych ze sztormami w Zatoce Gdańskiej	148
4.4.3.1. Opis trajektorii układów barycznych.....	154
4.4.4. Podsumowanie opisu warunków falowych i meteorologicznych w czasie sztormów w Zatoce Gdańskiej.....	156
4.5. Zmienność warunków cyrkulacyjnych w czasie wybranych sztormów.....	161
4.5.1. Wzorce anomalii pola ciśnienia atmosferycznego w czasie sztormów	161
4.5.1.1. Opis wektorów własnych	162
4.5.1.2. Interpretacja wyników	166
4.5.2. Wzorce anomalii pól prędkości wiatru.....	170
4.5.2.1. Opis wektorów własnych obszaru REMO	170
4.5.2.2. Opis wektorów własnych obszaru Morza Bałtyckiego.....	175
4.5.2.3. Interpretacja wyników	180
4.5.3. Zmienność pierwszych wektorów własnych (EOF 1) w ujęciu probabilistycznym ..	182
4.5.4. Podsumowanie opisu zmienności warunków cyrkulacyjnych w czasie sztormów ..	185
4.6. Przedstawienie wybranych zjawisk sztormowych	188
5. Podsumowanie i wnioski.....	195
6. Bibliografia	203

Spis rysunków

Rys. 1.1. Typowe szlaki układów niskiego ciśnienia nad północną Europą wg. van Bebbera (1891); cytowanie za: (Lehmann i in., 2017).....	46
Rys. 1.2. Schematycznie przedstawione trajektorie układów niżowych związane z: (a) ekstremalnym poziomem morza w Zatoce Fińskiej za: Averkiev i Klevanny, 2010, zmienione; (b) wezbraniami sztormowymi na polskim wybrzeżu, za: Wiśniewska, 1978, zmienione.....	46
Rys. 2.1. Siatka danych meteorologicznych REMO (siatka niebieska) z nałożoną siatką modelu falowania wiatrowego WAM (czerwone punkty). Obie siatki są przedstawione w obróconych współrzędnych sferycznych (o wartościach umieszczonych na zewnątrz rysunku). Zatoka Gdańska zaznaczona jest czerwonym prostokątem.....	52
Rys. 2.2. Punkt zaczepienia wektora wiatru geostroficznego (krzyżyk, 55.00°N, 18.33°E) wraz z punktami źródłowymi ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza (wierzchołki trójkąta) dla lat 1951–2014; za: Marosz, 2017, zmienione.....	57
Rys. 2.3. Zatoka Gdańska. Zaznaczono punkty wybrane do dalszych analiz (W1–W5) oraz siatkę modelu (biała, przerywana linia). Szrafem zaznaczono obszar Trójmiasta.....	60
Rys. 4.1. Zmienność przestrzenna wysokości fali znacznej H_s [m] dla lat 1958–2001. Od góry, kolejno: średnia, odchylenie standardowe oraz maksimum. Każda z ilustracji ma własną skalę barwną.	67
Rys. 4.2. Histogramy częstości występowania wysokości fali znacznej w wybranych punktach Zatoki Gdańskiej (W1–W5). Słupki obejmują zakresy wielkości 0.25 m; pierwszy: 0.0–0.25 m itd. Oś pozioma została ograniczona do 5 m ze względu na czytelność wykresu. Zakresy na osiach zostały ujednolicone.....	69
Rys. 4.3. Histogramy częstości występowania maksymalnej rocznej wysokości fali znacznej w wybranych punktach Zatoki Gdańskiej (W1–W5). Słupki obejmują zakresy wielkości 0.25 m; pierwszy: 0.0–0.25 m itd. Zakresy na osiach zostały ujednolicone.	70
Rys. 4.4. Zmienność przestrzenna średniego okresu T_z [s] dla lat 1958–2001. Od góry, kolejno: średnia, odchylenie standardowe oraz maksimum. Każda z ilustracji ma własną skalę barwną.	71
Rys. 4.5. Histogramy częstości występowania średniego okresu fali w wybranych punktach Zatoki Gdańskiej (W1–W5). Słupki obejmują zakresy wielkości 0.5 s; pierwszy: 0.0–0.5 s itd. Zakresy na osiach zostały ujednolicone.	73
Rys. 4.6. Rozkład częstotliwościowy średniego kierunku propagacji falowania dla całej Zatoki Gdańskiej w okresie badawczym.	74
Rys. 4.7. Rozkład częstotliwościowy kierunków i wysokości fali znacznej w wybranych punktach W1–W5. Rozkłady wyznaczają kierunek „na”. Wszystkie róże mają taki sam zakres częstości. Skala barwna jest jak na Rys. 4.6.....	75
Rys. 4.8. Łączny rozkład częstotliwościowy $H_s T_z$ dla wybranych punktów w Zatoce Gdańskiej. Skala barwna, przedstawiająca częstość występowania, jest ujednoliczona. Kolorem szarym zaznaczono pary (H_s, T_z) występujące z najmniejszym prawdopodobieństwem (granica odcięcia jest różna dla każdego z punktów). Czerwona krzywa reprezentuje stan falowania w pełni rozwiniętego, opisanego widmem Piersona-Moskowitza – więcej informacji znajduje się w tekście.....	77

Rys. 4.9. Średnie miesięczne wartości wysokości fali znacznej dla lat 1958–2001. Od góry w kolejnych wierszach od lewej: styczeń, luty, marzec; kwiecień, maj, czerwiec; itd. Wszystkie ilustracje mają tę samą skalę barwną.....	79
Rys. 4.10. Maksymalne miesięczne wartości wysokości fali znacznej dla lat 1958–2001. Od góry w kolejnych wierszach od lewej: styczeń, luty, marzec; kwiecień, maj, czerwiec; itd. Wszystkie ilustracje mają tę samą skalę barwną.....	80
Rys. 4.11. Średnie miesięczne wartości średniego okresu dla lat 1958–2001. Od góry w kolejnych wierszach od lewej: styczeń, luty, marzec; kwiecień, maj, czerwiec; itd. Wszystkie ilustracje mają tę samą skalę barwną.....	81
Rys. 4.12. Maksymalne miesięczne wartości wysokości średniego okresu dla lat 1958–2001. Od góry w kolejnych wierszach od lewej: styczeń, luty, marzec; kwiecień, maj, czerwiec; itd. Wszystkie ilustracje mają tę samą skalę barwną.....	82
Rys. 4.13. Średnie miesięczne rozkłady kierunkowe kierunku propagacji fali dla Zatoki Gdańskiej dla lat 1958–2001. Od lewej od góry: styczeń (1), luty (2), marzec (3), itd. Rozkłady wyznaczają kierunek „na”. Wszystkie róże mają taki sam rozkład częstości. Skala barwna jak na Rys. 4.6.....	83
Rys. 4.14. Średnia (lewa strona) i maksymalna (prawa strona) roczna wysokość fali znacznej w wybranych punktach Zatoki Gdańskiej w latach 1958–2001. Przebieg trendu zaznaczono ciągłą linią. Dla trendu istotnego statystycznie ($p < 0.05$) podane jest tempo zmian parametru. 5- i 10-letnie średnie konsekwentne, oznaczone są, odpowiednio, niebieską i czerwoną krzywą. Oś OY jest dopasowana do indywidualnego zakresu wartości w każdym punkcie W1–W5.....	85
Rys. 4.15. Roczny 99 percentyl wysokości fali znacznej w wybranych punktach Zatoki Gdańskiej w latach 1958–2001. Przebieg trendu zaznaczono ciągłą linią. Dla trendu istotnego statystycznie ($p < 0.05$) podane jest tempo zmian parametru. 5- i 10-letnie średnie konsekwentne, oznaczone są, odpowiednio, niebieską i czerwoną krzywą. Oś OY jest dopasowana do indywidualnego zakresu wartości w każdym punkcie W1–W5.....	86
Rys. 4.16. Średni (lewa strona) i maksymalny (prawa strona) roczny średni okres w wybranych punktach Zatoki Gdańskiej w latach 1958–2001. Przebieg trendu zaznaczono ciągłą linią. Dla trendu istotnego statystycznie ($p < 0.05$) podane jest tempo zmian parametru. 5- i 10-letnie średnie konsekwentne, oznaczone są, odpowiednio, niebieską i czerwoną krzywą. Oś OY jest dopasowana do indywidualnego zakresu wartości w każdym punkcie W1–W5.....	88
Rys. 4.17. Roczny 99 percentyl średniego okresu w wybranych punktach Zatoki Gdańskiej w latach 1958–2001. Przebieg trendu zaznaczono ciągłą linią. Dla trendu istotnego statystycznie ($p < 0.05$) podane jest tempo zmian parametru. 5- i 10-letnie średnie konsekwentne, oznaczone są, odpowiednio, niebieską i czerwoną krzywą. Oś OY jest dopasowana do indywidualnego zakresu wartości w każdym punkcie W1–W5.....	89
Rys. 4.18. Rozkład ciśnienia atmosferycznego w latach 1958–2001 [hPa]; wartości średnie ciśnienia (a) i jego odchylenie standardowe (b). Każda z ilustracji ma własną skalę barwną.....	97
Rys. 4.19. Zakres zmienności ciśnienia atmosferycznego [hPa] 1958–2001.....	98
Rys. 4.20. Średnia modułu prędkości wiatru [m/s] (a); maksymalna wartość prędkości wiatru [m/s] (b) dla lat 1958–2001. Każda z ilustracji ma własną skalę barwną.....	99

Rys. 4.21. Odchylenie standardowe wartości bezwzględnej prędkości wiatru (a); średni kierunek wiatru (b). Wielkość strzałek określa średnią całkowitą prędkość wiatru.....	99
Rys. 4.22. Rozkład częstotliwościowy prędkości i kierunku wiatru dla całej Zatoki Gdańskiej w okresie badawczym. Kierunek wiatru jest „z”.....	100
Rys. 4.23. Rozkład częstotliwościowy prędkości i kierunku wiatru dla 5 wybranych punktów Zatoki Gdańskiej w badanym okresie. Kierunek wiatru jest „z”. Wszystkie rozkłady mają taki sam rozkład częstości. Skala barwna jest taka sama jak na Rys. 4.22.	101
Rys. 4.24. Rozkład częstotliwościowy kierunków i prędkości wiatru nad obszarem Bałtyku w wybranych punktach w latach 1958–2001. Zakresy prędkości wiatru oznaczone kolorami są podzielone następująco: 0–5, 5–10, 10–15, 15–20 m/s. Kierunek wiatru jest w innej konwencji w stosunku do pozostałych róż wiatru przedstawianych w niniejszej pracy: rozkłady wyznaczają kierunek „na” (Cieślakiewicz i Cupiał, 2023).....	103
Rys. 4.25 Pierwsze cztery wzorce anomalii ciśnienia atmosferycznego (a-d), wraz z odpowiadającymi im seriami czasowymi średnich rocznych składowych głównych. Każdy wzorec ma własną skalę barwną. Na wykresach średnich rocznych wartości głównych składowych (prawa kolumna; [Pa]) zaznaczono statystycznie istotne ($p < 0.05$) trendy liniowe.	106
Rys. 4.26. Zmienność wieloletnia pierwszej głównej składowej (PC 1) w [Pa] z podziałem na pory roku; zima (a), wiosna (b), lato (c), jesień(d). Kolorami zaznaczono kolejne miesiące. Skala na osi pionowej jest jednolita dla każdej z pór roku.....	107
Rys. 4.27. Zmienność wieloletnia drugiej głównej składowej (PC 2) w [Pa] z podziałem na pory roku; zima (a), wiosna (b), lato (c), jesień(d). Kolorami zaznaczono kolejne miesiące. Skala na osi pionowej jest jednolita dla każdej z pór roku.....	108
Rys. 4.28. Zmienność wieloletnia trzeciej głównej składowej (PC 3) w [Pa] z podziałem na pory roku; zima (a), wiosna (b), lato (c), jesień(d). Kolorami zaznaczono kolejne miesiące. Skala na osi pionowej jest jednolita dla każdej z pór roku.....	109
Rys. 4.29. Zmienność wieloletnia czwartej głównej składowej (PC 4) w [Pa] z podziałem na pory roku; zima (a), wiosna (b), lato (c), jesień(d). Kolorami zaznaczono kolejne miesiące. Skala na osi pionowej jest jednolita dla każdej z pór roku.....	110
Rys. 4.30. Wartości współczynnika korelacji Spearmana między średnimi miesięcznymi indeksów cyrkulacji atmosferycznej a kolejnymi głównymi składowymi. Słupki przedstawiono jedynie dla korelacji, które są istotne statystycznie ($p < 0.05$).....	112
Rys. 4.31. Pierwsze cztery wzorce EOF pól anomalii średniej prędkości wiatru obszaru REMO; EOF 1 (a), EOF 2 (b), EOF 3(c), EOF 4 (d). Wielkość strzałek odpowiada proporcjonalnie anomalii prędkości wiatru i została wyznaczona dla każdego wzorca niezależnie od pozostałych. Są to wartości bezwymiarowe.	118
Rys. 4.32. Zmienność dwóch pierwszych głównych składowych wzorców anomalii pola prędkości wiatru obszaru REMO: PC 1 (a, b) i PC 2 (c, d). Średnie roczne wartości modułu głównych składowych [m/s], wraz z 5-letnią średnią ruchomą (niebieska krzywa) (a, c); histogramy częstości argumentu głównych składowych (b, d).....	120

Rys. 4.33. Zmienność dwóch głównych składowych wzorców anomalii pola prędkości wiatru obszaru REMO: PC 3 (a, b) i PC 4 (c, d). Średnie roczne wartości modułu głównych składowych [m/s], wraz z 5-letnią średnią ruchomą (niebieska krzywa) (a, c); histogramy częstości argumentu głównych składowych (b, d).	121
Rys. 4.34. Pierwsze trzy wzorce EOF pól anomalii średniej prędkości wiatru obszaru Morza Bałtyckiego z wyłączeniem Cieśnin Duńskich; EOF 1 (a), EOF 2 (b), EOF 3 (c). Wielkość strzałek odpowiada proporcjonalnie anomalii prędkości wiatru i została wyznaczona dla każdego wzorca niezależnie od pozostałych. Są to wartości bezwymiarowe.	122
Rys. 4.35. Zmienność głównych składowych wzorców anomalii pola prędkości wiatru obszaru Morza Bałtyckiego (bez Cieśnin Duńskich): PC 1 (a, b), PC 2 (c, d), PC 3 (e, f). Średnie roczne wartości modułu głównych składowych [m/s], wraz z 5-letnią średnią ruchomą (niebieska krzywa) (a, c, e); histogramy częstości argumentu głównych składowych (b, d, f).	124
Rys. 4.36. Histogram modułu pierwszej głównej składowej prędkości wiatru pierwszej głównej składowej (PC 1) dla anomalii pola prędkości wiatru dla całego okresu badawczego dla obszaru REMO (a) i ograniczony tylko do Bałtyku (b). Wartości na osi x są dopasowane indywidualnie do wykresów.	125
Rys. 4.37. Wartości współczynnika korelacji Spearmana wyznaczonego między średnimi miesięcznymi prędkościami wiatru zmierzonego na stacjach na polskim wybrzeżu a modułem głównych składowych obszaru REMO (PCx_R) i Morza Bałtyckiego (PCx_B) — od roku 1960. Wszystkie wartości są istotne statystycznie na poziomie $p < 0.05$. W ramach podano wybrane wartości współczynnika korelacji.	128
Rys. 4.38. Przebieg przykładowego zjawiska sztormu ekstremalnego w punkcie W1 Zatoki Gdańskiej z zaznaczoną wartością progową (6.70 m)	131
Rys. 4.39. Liczba ekstremalnych zjawisk sztormowych w Zatoce Gdańskiej w latach 1958–2001.	133
Rys. 4.40. Średnia (górny rząd) i maksymalna (dolny rząd) wysokość fali znacznej w analizowanych punktach dla wybranych w nich sztormów. Zaznaczono wartości największe obu statystyk dla każdego z punktów.	136
Rys. 4.41. Rozkład przestrzenny średniej wysokości fali znacznej w czasie zjawisk z lokalnie ekstremalnym falowaniem w otwartej części Zatoki Gdańskiej (a) i Zatoki Puckiej (b). Każda z ilustracji ma taką samą skalę barwną.	137
Rys. 4.42. Średni (górny rząd) i maksymalny (dolny rząd) średni okres w analizowanych punktach dla wybranych w nich sztormów. Zaznaczono wartości największe obu statystyk dla każdego z punktów.	139
Rys. 4.43. Rozkład przestrzenny średnich wartości średniego okresu w czasie zjawisk z lokalnie ekstremalnym falowaniem w otwartej części Zatoki Gdańskiej (a) i Zatoki Puckiej (b). Obie ilustracje mają taką samą skalę barwną.	140
Rys. 4.44. Rozkład częstotliwościowy kierunku propagacji falowania dla Zatoki Gdańskiej w czasie sztormów.	141
Rys. 4.45. Rozkład częstotliwościowy kierunku propagacji falowania dla wybranych punktów Zatoki Gdańskiej (W1–W5) w czasie sztormów właściwych dla punktu (lewa kolumna) oraz wszystkich analizowanych sztormów (prawa kolumna). Różne propagacji falowania mają różne (lewa kolumna) bądź równe (prawa kolumna) skale częstości. Skala barwna na wszystkich ilustracjach jest taka sama jak na Rys. 4.44.	143

Rys. 4.46. Rozkład ciśnienia atmosferycznego dla wybranych sztormów w Zatoce Gdańskiej [hPa]; wartości średnie ciśnienia (a) i jego odchylenie standardowe (b). Oba rysunki mają własną skalę barwną.	144
Rys. 4.47. Średni moduł prędkości wiatru (a) i maksymalna bezwzględna prędkość wiatru (b) [m/s] dla wybranych sztormów Zatoki Gdańskiej. Każdy z rysunków ma własną skalę barwną.	145
Rys. 4.48. Odchylenie standardowe wartości prędkości wiatru [m/s] (a) oraz średni kierunek wiatru (b) dla wybranych sztormów Zatoki Gdańskiej. Wielkość strzałek określa średnią całkowitą prędkość wiatru.	145
Rys. 4.49. Rozkład częstotliwości prędkości wiatru w czasie sztormów w wybranych punktach W1–W5. Lewa kolumna przedstawia częstości wiatru dla sztormów właściwych dla danego punktu, prawa: dla wszystkich 34 sztormów. Wszystkie rysunki mają taką samą skalę częstości. Skala barwna jest taka sama jak na Rys. 4.22.	148
Rys. 4.50. Przykładowy przebieg rozkładu ciśnienia atmosferycznego dla sztormu S10. Krok czasowy: 1 godzina od 6:00 20.11.1981 do 11:00 22.11.1981. Opis kolorów znajduje się w tekście.	151
Rys. 4.51. Trajektoria układu niżowego związanego ze sztormem S10.	151
Rys. 4.52. Ścieżki układów niżowych związanych z wybranymi zjawiskami sztormowymi w Zatoce Gdańskiej. Opisane punkty wyznaczają daty początkowe. Kolorem zaznaczono ścieżki związane ze sztormami w Zatoce Puckiej (fioletowy), w otwartej części Zatoki Gdańskiej (pomarańczowy) lub w obu obszarach (zielony). Linia przerywaną zaznaczono układ niżowy przemieszczający się poza granicę obszaru REMO. Półprzezroczyste szerokie krzywe w odpowiednich kolorach zaznaczają dominujące kierunki przemieszczania się niżów.	152
Rys. 4.53. Pierwsze cztery wzorce ciśnienia atmosferycznego (a-d, lewa kolumna) występującego w czasie wybranych sztormów w Zatoce Gdańskiej oraz stowarzyszone główne składowe (prawa kolumna), których przebieg przedstawiono w stosunku do godziny piku sztormu. Dla każdego modu jest osobna skala barwna wzorca przestrzennego i zakres zmienności głównej składowej na osi OY. Kolorem zaznaczono przewagę dodatnich (czerwony) lub ujemnych (niebieski) wartości PC. Ciągłą linią zaznaczono ewolucję wzorca dla sztormów wybranych w punktach otwartej Zatoki Gdańskiej, przerywaną: w Zatoce Puckiej.	163
Rys. 4.54. Ewolucja w czasie PC 2 dla sztormów ekstremalnych wybranych dla Zatoki Puckiej (a) i dla pozostałych punktów Zatoki Gdańskiej (b). Opis jak na Rys. 4.53.	164
Rys. 4.55. Ewolucja w czasie PC 3 dla sztormów ekstremalnych wybranych dla Zatoki Puckiej (a) i dla pozostałych punktów Zatoki Gdańskiej (b). Opis jak na Rys. 4.53.	164
Rys. 4.56. Ewolucja w czasie PC 4 dla sztormów ekstremalnych wybranych dla Zatoki Puckiej (a) i dla pozostałych punktów Zatoki Gdańskiej (b). Opis jak na Rys. 4.53.	165
Rys. 4.57. Macierze współczynników korelacji Spearmana dla głównych składowych PC1-4 (a-d). Na każdym z wykresów od góry (od lewej), w kolejności chronologicznej pierwsze 13 pozycji to sztormy Zatoki Puckiej, następnie sztormy pozostałej części Zatoki Gdańskiej. Jako NaN oznaczono współczynniki korelacji nieistotne statystycznie (istotność statystyczna dla $p < 0.05$).	166
Rys. 4.58. Rozkład ciśnienia barycznego w czasie piku sztormu dla S22 (a) oraz pierwszej godziny sztormu S30 (b).	168
Rys. 4.59. Wzorce EOF pól anomalii prędkości wiatru na obszarze REMO w czasie sztormów w Zatoce Gdańskiej (pierwsza kolumna), ewolucja modułu [m/s] (druga kolumna) i argumentu [rad] (trzecia kolumna)	

stowarzyszonych głównych składowych; EOF 1 (a), EOF 2 (b). Wielkość strzałek odpowiada proporcjonalnie prędkości wiatru i została wyznaczona dla każdego wzorca niezależnie od pozostałych. Więcej szczegółów znajduje się w tekście.	172
Rys. 4.60. Jak na Rys. 4.59 dla EOF 3. Ewolucja modułu (argumentu) znajduje się po lewej (prawej) stronie drugiego wiersza.	172
Rys. 4.61. Pierwsze trzy wzorce przestrzenne pól anomalii prędkości wiatru na Bałtyku w czasie sztormów w Zatoce Gdańskiej (a-c, lewa kolumna), wraz z ewolucją modułu [m/s] i argumentu [rad] stowarzyszonych głównych składowych (a-c, prawa kolumna). Skale na osiach są dopasowane do każdego wykresu. Wielkość strzałek odpowiada proporcjonalnie prędkości wiatru i została wyznaczona dla każdego wzorca niezależnie od pozostałych. Więcej szczegółów znajduje się w tekście.	175
Rys. 4.62. Ewolucja w czasie modułu (a, b) oraz argumentu (c, d) PC 1 obszaru Morza Bałtyckiego dla sztormów ekstremalnych wybranych dla Zatoki Puckiej (a, c) i dla pozostałych punktów Zatoki Gdańskiej (b, d).	176
Rys. 4.63. Ewolucja w czasie modułu (a, b) oraz argumentu (c, d) PC 2 obszaru Morza Bałtyckiego dla sztormów ekstremalnych wybranych dla Zatoki Puckiej (a, c) i dla pozostałych punktów Zatoki Gdańskiej (b, d).	177
Rys. 4.64. Ewolucja w czasie modułu (a, b) oraz argumentu (c, d) PC 3 obszaru Morza Bałtyckiego dla sztormów ekstremalnych wybranych dla Zatoki Puckiej (a, c) i dla pozostałych punktów Zatoki Gdańskiej (b, d).	178
Rys. 4.65. Rozkład prawdopodobieństwa pierwszej głównej składowej anomalii ciśnienia atmosferycznego [Pa] dla całego badanego okresu (kolor niebieski) i dla wybranych 34 sztormów (kolor żółty).	180
Rys. 4.66. Rozkład prawdopodobieństwa modułu [m/s] oraz argumentu [rad] pierwszej głównej składowej anomalii pola prędkości wiatru dla całego okresu badawczego dla obszaru REMO (a) i ograniczony tylko do Bałtyku (b).	182
Rys. 4.67. Rozkład prawdopodobieństwa modułu pierwszej głównej składowej prędkości wiatru [m/s] dla pola prędkości wiatru Morza Bałtyckiego dla całego okresu (a) oraz dla wybranych sztormów Zatoki Gdańskiej (b).	182
Rys. 4.68. Łączny rozkład prawdopodobieństwa modułu pierwszej składowej głównej prędkości wiatru oraz argumentu pierwszej głównej składowej dla pola prędkości wiatru dla wybranych sztormów (a). Rozkład prawdopodobieństwa dla wybranych sztormów (b, kolor żółty) z nałożonym rozkładem prawdopodobieństwa modułu pierwszej składowej głównej prędkości wiatru oraz argumentu pierwszej głównej składowej dla pola prędkości wiatru dla całego okresu ograniczonego do obszaru Bałtyku (b, kolor niebieski).	183
Rys. 4.69. Wzorce przestrzenne parametrów meteorologicznych dla sztormów: ciśnienia (EOF 1 (a), EOF 2 (b)) oraz wiatru (EOF 1 (c)). Szczegółowy opis znajduje się na Rys. 4.53 i Rys. 4.61.	187

Spis tabel

Tabela 2.1. Położenie stacji IMGW-PIB, na których rejestrowano dane meteorologiczne na polskim wybrzeżu w latach 1958–2001. Podano współrzędne stacji w odpowiednim okresie badawczym.....	56
Tabela 2.2. Opis punktów, na których rejestrowano dane prędkości i kierunku wiatru na zachodnim wybrzeżu Estonii w latach 1958–2001.....	57
Tabela 2.3. Współrzędne wybranych punktów w Zatoce Gdańskiej.....	60
Tabela 4.1. Statystyki wysokości fali znacznej H_s [m] dla wybranych punktów Zatoki Gdańskiej i dla całego obszaru.....	68
Tabela 4.2 Statystyki średniego okresu T_z [s] dla wybranych punktów Zatoki Gdańskiej i dla całego obszaru.....	72
Tabela 4.3. Wartości p dla trendów liniowych zmienności w czasie wysokości fali znacznej H_s oraz średniego okresu T_z dla wybranych punktów Zatoki Gdańskiej.....	90
Tabela 4.4. Średnie wieloletnie wartości ciśnienia atmosferycznego z wybranych stacji IMGW-PIB na polskim wybrzeżu w okresie 1960–2001.....	101
Tabela 4.5. Średnie wieloletnie prędkości wiatru na wybranych stacjach meteorologicznych na polskim (lata 1960–2001) i estońskim (lata 1958–2001) wybrzeżu.....	102
Tabela 4.6. Udział wariancji anomalii ciśnienia atmosferycznego wyjaśnianej przez pierwsze cztery wzorce własne (oddzielnie i kumulatywnie) dla okresu 1958–2001.....	104
Tabela 4.7. Wartości współczynnika korelacji Spearmana wyznaczonego między indeksami wielkoskalowej cyrkulacji atmosferycznej a kolejnymi głównymi składowymi dla całego dostępnego okresu. Pogrubione wartości oznaczają istotność statystyczną na poziomie $p < 0.05$. Na różowo zaznaczono korelacje, których wartość bezwzględna jest ≥ 0.4	111
Tabela 4.8. Wartości współczynnika korelacji Spearmana wyznaczone między bałtyckim indeksem cyrkulacji atmosferycznej a kolejnymi głównymi składowymi dla lat 1960–2001. Pogrubione i wartości oznaczają istotność statystyczną na poziomie $p < 0.05$. Na różowo zaznaczono korelacje, których wartość bezwzględna jest ≥ 0.4	113
Tabela 4.9. Wartości współczynnika korelacji Spearmana wyznaczone między bałtyckim indeksem cyrkulacji atmosferycznej (BSI) a kolejnymi indeksami wielkoskalowej cyrkulacji atmosferycznej dla lat 1960–2001. Pogrubione i wartości oznaczają istotność statystyczną na poziomie $p < 0.05$. Na różowo zaznaczono korelacje, których wartość bezwzględna jest ≥ 0.4	114
Tabela 4.10. Procent zmienności pola anomalii prędkości wiatru dla lat 1958–2001 z uwzględnieniem różnych zakresów przestrzennych przeprowadzanej analizy EOF.....	117
Tabela 4.11. Wartości współczynnika korelacji Spearmana wyznaczonego między głównymi składowymi wyznaczonymi dla obszarów REMO i Morza Bałtyckiego na podstawie średnich miesięcznych wartości modułu. Wszystkie wartości są istotne statystycznie na poziomie $p < 0.05$	125
Tabela 4.12. Wartości współczynnika korelacji Spearmana wyznaczonego między średnimi miesięcznymi prędkościami wiatru geostroficznego w punkcie (55.00°N, 18.33°E) a modułem głównych składowych wzorców pola anomalii wiatru wyznaczonych dla obszaru REMO oraz Bałtyku. Wszystkie wartości są istotne statystycznie na poziomie $p < 0.05$	127
Tabela 4.13. Liczba zjawisk sztormowych w wybranych punktach Zatoki Gdańskiej wybranych na podstawie sekwencji 95 i 99 percentyli wysokości fali znacznej. Wartości percentyla wyznaczono na podstawie danych z danego punktu.....	130

Tabela 4.14. Wartości progowe wysokości fali znacznej, które wyznaczają minimum 15 zjawisk sztormowych dla wybranych punktów Zatoki Gdańskiej. Dla porównania podano 99.9 percentyl wyznaczony w każdym z punktów.	131
Tabela 4.15. Daty kolejnych sztormów ekstremalnych w wybranych punktach Zatoki Gdańskiej w latach 1958–2001 wraz z zaznaczeniem (x), dla których punktów dane zjawisko zostało uznane za sztorm ekstremalny.	132
Tabela 4.16. Średnia liczba godzin, w jakich wysokość fali znacznej przekracza wybrane wartości progowe określające warunki sztormów ekstremalnych.	134
Tabela 4.17. Statystyki wysokości fali znacznej H_s [m] dla punktów W1–W5 w czasie wybranych w nich sztormów oraz dla Zatoki Gdańskiej dla 34 sztormów.	134
Tabela 4.18. Statystyki średniego okresu T_z [s] dla punktów W1–W5 w czasie wybranych w nich sztormów oraz dla Zatoki Gdańskiej dla 34 sztormów.	138
Tabela 4.19. Porównanie wybranych statystyk zjawisk sztormowych przy różnej liczbie sztormów ekstremalnych.	155
Tabela 4.20. Wartości maksymalne i 95 percentyl prędkości wiatru na wybranych stacjach na polskim wybrzeżu Morza Bałtyckiego w latach 1971–1990, za: Tarnowska, 2011. Pogrubioną czcionką zaznaczono miesiąc z największą wartością maksymalną na każdej ze stacji.	157
Tabela 4.21. Udział wariacji ciśnienia atmosferycznego i prędkości wiatru w czasie sztormów na Zatoce Gdańskiej, wyjaśnianej przez kolejne cztery wzorce własne (osobno i kumulatywnie).	160
Tabela 4.22. Statystyki rozkładów prawdopodobieństwa pierwszych głównych składowych ciśnienia atmosferycznego dla okresu badawczego 1958–2001 i dla wybranych sztormów.	181
Tabela 4.23. Zmienność przestrzenna i czasowa wybranych parametrów falowych i meteorologicznych dla sztormu S2. Szczegółowy opis znajduje się w tekście.	189
Tabela 4.24. Zmienność przestrzenna i czasowa wybranych parametrów falowych i meteorologicznych dla sztormu S23. Szczegółowy opis znajduje się w tekście.	190

Abstrakt

Zjawiska sztormowe, charakteryzujące się wysokim stopniem sfalowania powierzchni morza, są najbardziej dynamicznymi procesami obserwowanymi na wodach Morza Bałtyckiego. Wyznaczenie charakterystyk zjawisk sztormowych stanowi istotne zagadnienie zarówno od strony czysto poznawczej jak i z uwagi na bezpieczeństwo ludzkiej aktywności na morzu i w strefie brzegowej. Opis historycznej sztormowości obszaru Zatoki Gdańskiej pozwala ocenić, czy sztormy obserwowane w ostatnich latach odstają od ekstremalnych zjawisk występujących w poprzednim stuleciu. Analiza zjawisk sztormowych prowadzona jest najczęściej z perspektywy prędkości wiatru lub skutków obserwowanych w strefie brzegowej. Rzadziej natomiast kładzie się nacisk na stan sfalowania powierzchni swobodnej z dala od brzegów. Metoda empirycznych funkcji ortogonalnych (EOF) z powodzeniem jest wykorzystywana w naukach o Ziemi do poszukiwania charakterystycznych rozkładów przestrzennych parametrów środowiska oraz ich zmienności w czasie.

Przedmiotem niniejszej rozprawy doktorskiej jest opisanie klimatu falowego Zatoki Gdańskiej w drugiej połowie XX wieku na podstawie wyników modelowania numerycznego oraz znalezienie odpowiedzi na pytanie, czy technika EOF pozwala wyróżnić i zidentyfikować typowe cechy parametrów meteorologicznych związanych z ekstremalnymi sztormami, charakteryzującymi się ponadprzeciętną wysokością fali znacznej w Zatoce Gdańskiej. Ponadto zbadano jak sztormowe cechy parametrów meteorologicznych wyróżniają się na tle typowych warunków cyrkulacyjnych.

W tym celu wykorzystano modelowane numerycznie pola ciśnienia atmosferycznego i prędkości wiatru na obszarze północno-wschodniej Europy oraz pola całkowitych parametrów falowania wiatrowego w Zatoce Gdańskiej dla okresu 1958–2001. Wykonano szereg analiz przy użyciu klasycznych statystyk, pozwalających zidentyfikować typowe warunki panujące w regionie. Przeanalizowano wyniki analizy EOF zastosowanej do pól parametrów meteorologicznych nad północno-wschodnią Europą. Zweryfikowano uzyskane wyniki przez odniesienie wektorów własnych anomalii pola ciśnienia do indeksów wielkoskalowej cyrkulacji atmosferycznej. Na podstawie wysokości fali znacznej w Zatoce Gdańskiej wybrano najbardziej ekstremalne sztormy jakie miały miejsce w regionie, uwzględniając przy tym kształt Zatoki Gdańskiej i zmienność przestrzenną całkowitych parametrów falowania wiatrowego. Przeprowadzono analizę wyników techniki EOF zastosowanej do pól parametrów meteorologicznych ograniczonych czasowo do najbardziej ekstremalnych sztormów.

Przedstawione w niniejszej pracy wyniki potwierdzają, że technika empirycznych funkcji ortogonalnych może być wykorzystywana do poszukiwania cech charakterystycznych badanych zjawisk, w tym wypadku sztormów, a nie jedynie do badania całkowitej zmienności wybranego parametru w zadanym obszarze. Uzyskane wzorce przestrzenne anomalii pola ciśnienia pozwoliły wyznaczyć szereg obszarów północno-wschodniej Europy charakteryzujących się znacznymi anomaliami ciśnienia atmosferycznego w czasie sztormów Zatoki Gdańskiej; są to, między innymi, centralna część Półwyspu Skandynawskiego i obszar bezpośrednio na wschód od południowego Bałtyku. Analiza stowarzyszonych z wzorcami przestrzennymi parametrów meteorologicznych głównych składowych potwierdziła istnienie dwóch grup zjawisk sztormowych, którą sugerowały rozkłady przestrzenne wysokości fali znacznej w Zatoce Gdańskiej. Intensywność anomalii przepływu powietrza w czasie sztormów jest modyfikowana przez charakterystyki Morza Bałtyckiego, natomiast kierunek tej anomalii wynika w dużym stopniu z procesów zachodzących w większej skali niż Morze Bałtyckie. Ostatecznie można stwierdzić, że analizowane zjawiska

sztormowe Zatoki Gdańskiej wykazują szereg spójnych i wspólnych charakterystyk widocznych w wektorach własnych pól anomalii ciśnienia atmosferycznego i prędkości wiatru. Wyniki analizy EOF uzupełnione zostały analizą trajektorii układów niskiego ciśnienia przynoszących największe prędkości wiatru. Wskazano dwa dominujące kierunki przemieszczania się niżów barycznych związanych ze sztormami Zatoki Gdańskiej, które równocześnie potwierdzają anomalię kierunku przepływu powietrza jaki jest obserwowany w czasie wybranych zjawisk sztormowych.

Przedstawione w pracy statystyki zmienności całkowitych parametrów falowania wiatrowego w Zatoce Gdańskiej w drugiej połowie XX wieku mogą być z powodzeniem wykorzystane jako dane referencyjne do dalszych badań i innych szeroko zakrojonych analiz środowiskowych obszaru.

Abstract

Of all storm events taking place in the Gulf of Gdańsk, only selected few are characterized by a set of properties that makes them critical for this area in the southern Baltic Sea. Events extreme with regard to the integral wave parameters, particularly wave heights, are of interest for several reasons. These events are highly dynamic processes, influencing many aspects of marine environment as well as marine-atmospheric boundary layer. On the other hand, institutions managing and protecting the coastal zone and safeguarding human safety on the sea, are keenly interested in the description of wave events critical to the most vulnerable areas. With changes observed in the natural environment due to the climate change, study of past storminess gives better understanding of the effects of climate variations on severe wave events. The analysis of storm events is typically focused on the wind extremes or effects observed in the coastal zone. Less emphasis, however, is placed on the sea state away from the shores. Empirical orthogonal function (EOF) analysis is widely used in earth sciences to present spatial patterns of environmental parameters, together with principal components representing their temporal variability.

In the presented doctoral dissertation, results of EOF analysis used on the fields of atmospheric pressure and wind speed are analysed in order to assess whether this technique can be used to identify meteorological characteristics of extreme wind wave events in the Gulf of Gdańsk and to describe these characteristics in comparison with typical conditions. Additionally, statistical analysis of modelled data presents wave climate of the Gulf of Gdańsk in the second half of the 20th century.

Results of numerical modelling of sea level atmospheric pressure, wind speed fields and wind wave fields over the Baltic Sea for years 1958–2001 were used in this work. Statistical analysis was performed, including analysis of spatial and temporal (multi-year and seasonal) changes in wind wave parameters: significant wave height, mean period and mean direction of wave propagation. Typical meteorological conditions were presented based on the results of the EOF procedure used on the fields of meteorological parameters. Observed, seasonally variable, anomaly of air flow was correlated with air flow directions resulting from pressure fields connected with large scale circulation patterns, i.e. NAO, AO, SCAND and others. Then, extreme storm events based on the significant wave heights were selected in the spatially variable areas within the Gulf of Gdańsk. Characteristics of meteorological parameters during these events, present in the EOF modes were presented. Similar properties between selected events were identified based on the number of parameters, for instance spatial distribution of integral wave parameters, evolution of principal components both for fields of pressure anomaly and wind direction anomaly and track of low pressure centres generating high pressure gradient and storm wind speeds.

This study shows that Empirical Orthogonal Function technique can be successfully used to identify characteristics of natural phenomena based on the fields of its drivers. Several areas in the north-eastern Europe are characterized by the largest anomalies of atmospheric pressure during storm events in the Gulf of Gdańsk, for instance the central part of the Scandinavian Peninsula, and region to the east of the southern Baltic Sea. Analysis of principal components of both atmospheric pressure and wind field anomalies, confirms what was present in the spatial distribution of integral wave parameters, namely the presence of two groups of extreme storm events in the Gulf of Gdańsk, for which the evolution of the subsequent EOF patterns is different. Moreover, while the intensity of the wind speed anomaly is mostly governed by the properties of

the Baltic Sea, the anomaly of air flow direction seems to depend, at least in part, on the large-scale circulation occurring on the larger scale than the Baltic Sea itself. In general, extreme storm events with regard to the wind waves in the Gulf of Gdańsk can be characterized by several coherent characteristics which distinguish them from typical conditions. Analysis of storm events was extended by identifying paths of low-pressure systems that result in high wind speeds in the region. Here, two main pathways of low-pressure systems were identified.

Presented statistics of distribution of integral wave parameters in the Gulf of Gdańsk in the second half of the 20th century can be used as a reference point in the wide array of applications, for instance in the modelling of changing conditions with observed climate variability.

Ważniejsze oznaczenia

Wielkości fizyczne (alfabetycznie)

\mathbf{C}_g	Wektor prędkości grupowej
c_σ	Prędkość propagacji działania falowego w dziedzinie częstotliwości
c_θ	Prędkość propagacji działania falowego w dziedzinie kierunków
D/σ	Człon źródłowy będący reprezentacją procesów fizycznych związanych z rozwojem falowania
\mathbf{e}_m	m -ty wektor własny
$\hat{F}(\sigma, \theta)$	Częstotliwościowo-kierunkowe widmo energii falowej
g	Przyspieszenie ziemskie [m/s^2]
h	Głębokość wody [m]
H_s	Wysokość fali znacznej [m]
$\mathbf{H} = \langle \mathbf{W}_t \mathbf{W}_t^+ \rangle$	Macierz kowariancji
\mathbf{k}	Wektor falowy
m_n	Moment spektralny n -tego rzędu
$N(\sigma, \theta; \mathbf{x}, t)$	Działanie falowe
$P_m(t)$	Główna składowa stowarzyszona z m -tym wektorem własnym
p_N	Znormalizowane wartości ciśnienia atmosferycznego na wybranych stacjach pomiarowych
$S(\sigma)$	Widmo częstotliwościowe
$S(\theta)$	Widmo kierunkowe
t	Czas [s]
T_z	Średni okres fali [s]
$u_m(t), v_m(t)$	Składowe wektora prędkości wiatru
$\mathbf{x} = [x_1, x_2]$	Wektor położenia na płaszczyźnie horyzontalnej
δ_{mn}	Delta Kroneckera
$\zeta(\mathbf{x}, t)$	Losowe pole wzniesień powierzchni swobodnej
θ	Kierunek propagacji fali [rad]
θ_0	Średni kierunek propagacji fali [rad]
λ_m	m -ta wartość własna
σ	Częstotliwość właściwa oscylacji swobodnej powierzchni
χ_m	Część całkowitej wariancji parametru, odpowiadająca wektorowi własnemu EOF \mathbf{e}_m
ω	Częstotliwość bezwzględna oscylacji swobodnej powierzchni

Pozostałe wielkości

r	Współczynnik korelacji Spearmana
p	Istotność statystyczna (wartość p)

1 Wstęp

Falowanie wiatrowe zachodzi na granicy dwóch ośrodków: oceanu i atmosfery. Proces ten ma znaczący wpływ na przepływ strumieni pędu, energii i masy między nimi. Wymiana pędu jest głównym czynnikiem napędzającym mieszanie górnej warstwy oceanu, a co za tym idzie transport m.in. zawiesiny i substancji odżywczych. Załamujące się fale morskie wciągają pod powierzchnię wody gazy z atmosfery uwięzione w pęcherzykach powietrza. Z kolei pękające bąbelki tworzące pianę morską uwalniają cząsteczki wody z solą morską, które przechodząc do atmosfery tworzą aerozole morskie, stanowiące bazę pod jądra kondensacji chmur oraz odbijające promieniowanie słoneczne. Strumienie ciepła i masy na granicy wody i powietrza są tym większe im bardziej sfalowana jest powierzchnia oceanu – większe fale oraz obecność piany morskiej zwiększają bowiem całkowitą powierzchnię wymiany ciepła, masy i gazów. Sfalowana powierzchnia powiązana jest z polem prędkości wiatru na zasadzie sprzężenia zwrotnego; parametry geometrii powierzchni morza, np. stromość fali (szorstkość powierzchni morza) wpływają na tarcie między ośrodkami, które z kolei wpływa na rozwój stopnia sfalowania powierzchni morza. Największą dynamikę wymienionych procesów obserwuje się w czasie sztormów, które charakteryzują się znacznym stopniem sfalowania powierzchni morza. W wyniku m.in. procesów nieliniowych i oddziaływań falowania wiatrowego z prądami morskimi, na morzu pojawiają się tzw. fale ekstremalne (ang. *rogue waves*), których wysokość przeciętnie dwukrotnie przekracza wysokości fali reprezentujące panujący stan morza. Są to jednak rzadko występujące zjawiska, których obecność nie wynika bezpośrednio z panujących w danej chwili warunków meteorologicznych.

W strefie brzegowej falowanie wpływa na procesy erozji i abrazji, zmieniając tym samym kształt linii brzegowej. Po gwałtownych sztormach zauważalna jest erozja brzegów klifowych oraz wydm będących w wielu miejscach pierwszą naturalną ochroną terenów zamieszkałych przez ludzi. Zimą, fale o znacznej wysokości i energii łamią i przenoszą lód morski tworzący się przy brzegach. W czasie sztormów, wysokie falowanie wraz z podwyższonym poziomem morza pozwala dotrzeć fali wezbrania sztormowego dalej w głąb lądu. Falowanie, wchodząc w interakcje z prądem wzdłużbrzegowym, jest współodpowiedzialne za transport osadów, ich akumulację i resuspensję.

Znajomość charakterystyk lokalnego pola falowego jest niezbędna do projektowania portów i budowli morskich, takich jak platformy wydobywcze czy konstrukcje pod wieże i turbiny tworzące farmy wiatrowe. Znajomość wpływu falowania na lokalną dynamikę osadów pozwala na wybór najlepszych miejsc na realizację inwestycji w strefie brzegowej. Stanowi ponadto podstawę wyboru technik zabezpieczania strefy brzegowej, a także określenia zasobów energetycznych falowania wiatrowego w danym obszarze. Wiedza o klimacie falowym, uzyskana z analizy historycznych danych zarówno pomiarowych jak i modelowanych, pozwala dopracować modele prognostyczne falowania w najbardziej eksploatowanych lokalizacjach. Ze względu na zagrożenia jakie mogą stanowić, identyfikacja, opis i prognozowanie zjawisk ekstremalnych obecnych w środowisku jest jednym z największych wyzwań stojących przed badaczami środowiska naturalnego. Rozpoznanie charakterystyk falowania sztormowego na Bałtyku jest niezbędne do uznania tego procesu za zagrożenie pochodzenia naturalnego i w efekcie wdrożenia środków umożliwiających zapobieganie i mitygowanie jego skutków. Modelowanie numeryczne umożliwia rozwój systemów ostrzegania przed sztormami, wysokim stanem wody i wezbraniem sztormowymi, które stanowią zagrożenie dla ludzi, strefy brzegowej oraz konstrukcji morskich.

1.1 Szczegółowe cele i plan pracy

Głównym celem przedstawionej rozprawy doktorskiej jest identyfikacja i opis wspólnych cech warunków meteorologicznych związanych z ekstremalnym falowaniem w Zatoce Gdańskiej w latach 1958–2001. Przedstawione w literaturze prace poruszające tematykę zjawisk sztormowych najczęściej analizują te zjawiska jedynie z perspektywy procesów zachodzących w atmosferze. Szerszy opis zjawisk sztormowych zwykle dotyczy szczegółowego opisu konkretnych sztormów, szczególnie jeśli towarzyszyły im wyjątkowe warunki synoptyczne, lub ich wpływu na geomorfologię strefy brzegowej. W niniejszej rozprawie skupiono się na wyborze i opisie zjawisk, które będą związane z największym falowaniem jakie wystąpiło w Zatoce Gdańskiej w drugiej połowie XX wieku. Ze względu na ukształtowanie Zatoki Gdańskiej ważną kwestią jest sprawdzenie, w jaki sposób obecność Półwyspu Helskiego wpływa na rozkład przestrzenny parametrów falowania wiatrowego w czasie sztormów w tym obszarze.

W analizach skupionych na poszukiwaniu wspólnych cech zjawisk, często problemem jest dobór odpowiedniego narzędzia, które pozwoli na określenie faktycznie występujących wspólnych charakterystyk. Jest to szczególnie utrudnione, gdy badana grupa zjawisk nie jest na tyle liczna, żeby można było skorzystać z analizy skupień. Oznacza to konieczność analizy każdego ze zjawisk pojedynczo a poszukiwanie wspólnych charakterystyk zależne jest od uważności badacza. Zastosowanie w niniejszej rozprawie analizy empirycznych funkcji ortogonalnych do wybranych zjawisk sztormowych pozwoli na wyróżnienie powtarzających się cech tych procesów, przy równoczesnym uniknięciu stawiania założeń ograniczających ich dziedzinę. Metoda ta umożliwi również na określenie stopnia różnorodności między badanymi zjawiskami.

W tym kontekście postawiono bardziej szczegółowe pytania badawcze, a mianowicie:

1. Jakie charakterystyki wektorów własnych pól anomalii parametrów meteorologicznych dla wybranych sztormów będą wyróżniać te zjawiska na tle wektorów własnych wyznaczonych na podstawie danych z całego analizowanego okresu.
2. Jak wielkość obszaru poddanego analizie empirycznych funkcji ortogonalnych wpłynie na różnorodność obserwowanych charakterystyk analizowanych parametrów meteorologicznych dla wybranych sztormów Zatoki Gdańskiej.

O ile szereg prac porusza zależność największego falowania na Bałtyku od kierunku wiatru, trajektorie układów niżowych jak dotąd pojawiały się głównie w kontekście wezbrań sztormowych i ekstremalnych poziomów morza. Niniejsza rozprawa rozszerza ten wątek, przedstawiając trajektorie układów barycznych związane z ekstremalnym falowaniem obserwowanym w Zatoce Gdańskiej.

Niemniej ważne w kontekście opisu zjawisk sztormowych Zatoki Gdańskiej jest ustalenie tła środowiskowego, które pozwoli wskazać kluczowe charakterystyki wyróżniające zjawiska sztormowe na tle przeciętnie obserwowanych warunków falowych. W świetle braku szeroko dostępnych opracowań lub wieloletnich danych pomiarowych opisujących klimat falowy Zatoki Gdańskiej w całym ostatnim półwieczu, przeprowadzono szeroko zakrojone analizy statystyczne klimatu falowego panującego w Zatoce Gdańskiej, korzystając z 44-letniego zbioru danych modelowych. Pozwoliło to na stworzenie kompleksowego obrazu zmienności pól falowania wiatrowego w czasie i przestrzeni w badanym regionie. Niejako uzupełnieniem tych badań jest analiza statystyczna warunków meteorologicznych panujących w regionie, również przeprowadzona na podstawie danych modelowych. Analiza empirycznych funkcji ortogonalnych

zastosowana do pól parametrów meteorologicznych pozwoliła na uzyskanie typowych wzorców rozkładu przestrzennego anomalii ciśnienia atmosferycznego i wiatru oraz ich zmienności w czasie. W pracy podjęto się ponadto porównania tych wyników z dostępnymi danymi pomiarowymi.

W celu realizacji przedstawionych zadań badawczych, w niniejszej pracy podjęto następujące działania:

- Wykonano analizę statystyczną całkowych parametrów falowania wiatrowego w Zatoce Gdańskiej (wysokości fali znacznej, średniego okresu oraz średniego kierunku propagacji) dla drugiej połowy XX wieku. Zbadano zmienność sezonową klimatu falowego Zatoki Gdańskiej. Dla wybranych punktów zatoki wyznaczono łączne rozkłady częstotliwościowe wysokości fali znacznej i średniego okresu. Przeanalizowano wieloletnią zmienność tych parametrów.
- Przeprowadzono analizę zmienności warunków meteorologicznych (pola ciśnienia atmosferycznego oraz prędkości wiatru) na obszarze północno-wschodniej Europy obejmującym Morze Bałtyckie w okresie odpowiadającym analizowanym danym falowania wiatrowego.
- Typowe warunki cyrkulacyjne panujące w regionie uzyskano poprzez analizę wyników techniki empirycznych funkcji ortogonalnych zastosowanej do pól ciśnienia atmosferycznego oraz wektorowych pól prędkości wiatru. Przeprowadzono analizę zmienności sezonowej uzyskanych wzorców ciśnienia atmosferycznego i zweryfikowano uzyskane wyniki poprzez ich korelację z indeksami wielkoskalowej cyrkulacji atmosferycznej. Przedstawiono porównanie wektorów własnych pól anomalii prędkości wiatru dla dwóch obszarów: północno-wschodniej Europy i Morza Bałtyckiego.
- Dokonano wyboru zjawisk sztormowych związanych z ekstremalnym falowaniem w Zatoce Gdańskiej. Przedstawiono zmienność całkowych parametrów falowania w Zatoce Gdańskiej w czasie tych zjawisk.
- Zaprezentowano wyniki analizy statystycznej parametrów meteorologicznych (pola ciśnienia atmosferycznego oraz prędkości wiatru) na obszarze północno-wschodniej Europy w czasie sztormów Zatoki Gdańskiej. Wyznaczono trajektorie układów niskiego ciśnienia związanych z analizowanymi zjawiskami sztormowymi.
- Przeprowadzono analizę warunków cyrkulacyjnych w czasie sztormów na podstawie wyników analizy empirycznych funkcji ortogonalnych zastosowanej do pól ciśnienia atmosferycznego oraz wektorowych pól wiatru ograniczonych czasowo do wybranych sztormów. Zbadano zmienność wybranych charakterystyk między poszczególnymi sztormami, które pozwoliły na określenie podobieństw i różnic między grupami zjawisk. Ponadto przedstawiono zmienność wektorów własnych w ujęciu probabilistycznym oraz opisano szczegółowo wybrane, reprezentatywne, zjawiska sztormowe w kontekście uzyskanej wiedzy.

1.2 Warunki klimatyczne nad Morzem Bałtyckim

Morze Bałtyckie jest niewielkim, szelfowym morzem wewnątrzkontynentalnym, które leży na styku stref wpływów cyrkulacji atmosferycznej z Oceanu Atlantyckiego oraz mas powietrza wpływających z obszaru Niziny Wschodnioeuropejskiej (Rutgersson i in., 2015). Warunki klimatyczne nad Bałtykiem są determinowane przez cyrkulację strefową i prąd strumieniowy wiatru zachodniego (ang. *jet stream*). Znacząca zmienność przebiegu linii brzegowej, obecność wysp oraz orografia wybrzeża a także duża rozpiętość geograficzna Bałtyku z południowego zachodu na północny wschód, modyfikują lokalne warunki klimatyczne (Kwiecień, 1987; Soomere i Keevallik, 2001; Wolski, 2017). W efekcie lokalne pole wiatru nad Bałtykiem charakteryzuje się zmiennością dominującego kierunku w zależności od lokalizacji, co zaznacza się również w polach falowania wiatrowego (Soomere i Keevallik, 2001; Jönsson, Broman i Rahm, 2002; Suursaar, Kullas i Szava-Kovats, 2009). Nad południowym Bałtykiem w ciągu roku przeważają zachodnie i południowo-zachodnie kierunki wiatru (Kwiecień, 1987; Miętus, 1998; Jönsson, Broman i Rahm, 2002; Bierstedt, Hünicke i Zorita, 2015). Wyjątkiem są miesiące wiosenne, w których rośnie częstość wiatrów wschodnich i północno-wschodnich (Kwiecień, 1987; Bierstedt, Hünicke i Zorita, 2015). Południowe i wschodnie wybrzeża Morza Bałtyckiego charakteryzują się największą rozciągłością działania wiatru. Dla wybrzeża litewskiego rozciągłość działania wiatrów W i NW jest największa i wynosi ok. 400–500 km, podczas gdy przeciętna rozciągłość działania wiatru dla południowo-zachodniego Bałtyku to 120–160 km (Kelpšaitė, Dailidienė i Soomere, 2011). Nie dziwi zatem fakt, że największe prędkości wiatru notowane są w południowej części Bałtyku właściwego, na wschód i południowy wschód od Bornholmu (Miętus, 1998; Bierstedt, Hünicke i Zorita, 2015).

Średnie prędkości wiatru nad Bałtykiem oscylują w okolicach 4–8 m/s na stacjach brzegowych (Soomere i Keevallik, 2001; Kruszewski, 2011). W miesiącach zimowych można spodziewać się na nich średnio wiatru o prędkości do 10 m/s (Niros i in., 2003 za: Wolski, 2017; Marosz, 2017). Na polskim wybrzeżu średnie prędkości wiatru jakie zanotowano w okresie 1951–1980 to od 3.80 m/s w Świnoujściu do 4.60 m/s na Helu (Jednorat i Malicki, 1987). W tym okresie, prędkości wiatru rzadko przekraczały 11–18 m/s. Widoczny jest cykl sezonowy: najsilniejsze wiatry obserwowane są w miesiącach zimowych a najslabsze – letnich (Miętus, 1998; Bierstedt, Hünicke i Zorita, 2015; Biernacik, Jakusik i Chodubska, 2019), przy czym w północnej części Bałtyku właściwego najsilniejsze wiatry występują w grudniu, natomiast nad południowo-zachodnim Bałtykiem: w styczniu (Kruszewski, 2011).

Na maksymalne prędkości wiatru nad Bałtykiem silnie wpływa obecność niżów barycznych, które docierają nad Bałtyk przede wszystkim z Atlantyku (Jednorat i Malicki, 1987; Soomere, Behrens, Tuomi i Nielsen, 2008; Averkiev i Klevanny, 2010; Wolski, 2017). Maksymalne modelowane prędkości wiatru to 21–33 m/s (Soomere i Keevallik, 2001; Bierstedt, Hünicke i Zorita, 2015). Marosz przywołuje maksymalną prędkość wiatru geostroficznego w wieloletnim okresie 1951–2015, wyznaczoną na podstawie reanalizy NCEP dla Bałtyku południowego, jako równą 47.1 m/s (Marosz, 2017). W listopadzie 1972 roku zarejestrowano w niemieckiej strefie brzegowej Bałtyku prędkość podmuchu równą 41 m/s (Tiesel, 2008). Jedne z największych prędkości wiatru notowanych na polskim wybrzeżu to 25 m/s (Łeba, 25.11.1981 oraz 15.01.1989) i 22 m/s w Świnoujściu (10.04.1986) (Tarnowska, 2011). Szczególnie ten ostatni rekord jest wyjątkowy, z racji tego, że wystąpił wiosną.

Patrząc na Bałtyk globalnie, w okresie 1961–1990, średnie miesięczne wartości ciśnienia wahały się w zakresie 1006 hPa na północ od Zatoki Botnickiej (w listopadzie) do 1017 hPa wzdłuż południowego brzegu Bałtyku (w lutym, maju i październiku). Zakres zmienności najbardziej ekstremalnych wartości ciśnienia zmierzonych na stacjach meteorologicznych nad Bałtykiem w tym czasie wyniósł 111.5 hPa (Miętus, 1998). Z kolei w okresie 1947–2005 stacja w Warnemünde, na południowo-zachodnim brzegu Bałtyku, zarejestrowała średnie wieloletnie wartości ciśnienia atmosferycznego rzędu 1013 ± 10 hPa (Hagen i Feistel, 2008). Średnie wartości ciśnienia na południowym Bałtyku maleją w kierunku północnym (Kwiecień, 1987).

Zatoka Gdańska pozostaje pod wpływem pól ciśnienia i wiatru właściwych dla Morza Bałtyckiego, ukształtowanych ogólną cyrkulacją atmosferyczną średnich szerokości geograficznych (Majewski, 1987; Kwiecień, 1990). Wpływ na lokalny klimat będą miały zarówno otwarte wody Bałtyku jak i ląd, otaczający zatokę z trzech stron (Kwiecień, 1990). Średnie roczne wartości ciśnienia atmosferycznego w Gdańsku wynoszą między 1011–1018 hPa dla okresu 1881–1983. Uśredniona wartość, zarówno w Gdańsku jak i na Helu (dla okresu 1951–1970) wynosi 1014 hPa (Jednorat i Malicki, 1987). Nad południowym Bałtykiem zmienność ciśnienia jest większa w miesiącach zimowych (październik-marzec) niż w cieplejszej połowie roku (Kwiecień, 1987).

Nad Zatoką Gdańską dominują zachodnie kierunki wiatru. W latach 1951–1975 wiatry z kierunków SW, W i NW sumarycznie stanowiły ok. 40–50% wszystkich wiatrów notowanych w zatoce. Na stacjach brzegowych wiatr północny zaznaczał się w tym okresie najslabiej (Kwiecień, 1990). Średnie roczne prędkości wiatru ze stacji pomiarowej IMGW-PIB w Porcie Północnym dla lat 1987–2012 zawierają się w zakresie 4–5 m/s (Biernacik, Jakusik i Chodubska, 2019). Dla całego obszaru Zatoki Gdańskiej średnie prędkości wiatru w latach 1951–1975 wyniosły ok. 4–9 m/s. Większe prędkości wiatru zarejestrowano na stacjach na wschodnim wybrzeżu zatoki (Kwiecień, 1990). Obecność Półwyspu Helskiego, o stosunkowo niewielkiej szerokości (200–2800 m) może zmniejszyć prędkość wiatru jedynie o 1 m/s w stosunku do sąsiadujących bezpośrednio obszarów wodnych (Kwiecień, 1987). Wiatr sztormowy, o średniej prędkości powyżej 17 m/s, zarejestrowano na stacji w Gdańsku z częstotliwością średnio 1.6/rok. Zarejestrowane porywy wiatru na tej stacji mogą przekroczyć 31 m/s. Należy jednak pamiętać, że są to pomiary dla stacji lądowej, w związku z czym nie oddają w pełni warunków pełnomorskich ani panujących w centrum Zatoki Gdańskiej (Biernacik, Jakusik i Chodubska, 2019). Średnie maksymalne prędkości wiatry zarejestrowane na stacji meteorologicznej na Helu wynoszą 17 m/s dla lat 1951–2000 z wyraźnie zaznaczoną zmiennością w ciągu roku. (Stanisławczyk, 2005). Z kolei w Gdyni w lutym 1953 r zarejestrowano prędkość wiatru sięgającą 36 m/s (Kwiecień, 1990). Na Helu wiatry sztormowe (> 10 m/s) najczęściej wieją z W (16%), SW i NW a następnie z północy (13.6%) – na podstawie danych z 1961–1990. Na stacji w Gdyni również najczęściej występują wiatry sztormowe z SW i W (15.2%). Najrzadziej na obu tych stacjach wiatry sztormowe notowano z E i SE (Trzeciak, 2001).

1.2.1 Wielkoskalowe indeksy atmosferyczne

Jak wspomniano, rejon Morza Bałtyckiego pozostaje pod wpływem wielkoskalowej cyrkulacji atmosferycznej (Lehmann, Krauss i Hinrichsen, 2002; Jaagus, Post i Tomingas, 2008; Bednorz i Tomczyk, 2021). Cyrkulację atmosfery można opisać poprzez analizę pól ciśnienia atmosferycznego. Jej rezultatem są wskaźniki opisujące „powtarzające się i stałe wielkoskalowe typy rozkładu ciśnienia i anomalii cyrkulacji, które łączą odległe obszary” (Ustrnul, 2002). Wielkoskalowe pola ciśnień wykorzystywane są jako miara siły wiatrów strefowych nad Bałtykiem,

które z kolei można powiązać z szeregiem zjawisk fizycznych, takich jak falowanie, zmienność poziomu morza czy upwelling (Andersson, 2002; Lehmann, Krauss i Hinrichsen, 2002; Różyński i Pruszek, 2010; Bednorz i Tomczyk, 2021; Najafzadeh, Kudryavtseva i Soomere, 2021). Indeksy cyrkulacji atmosferycznej, które opisują warunki nad obszarem Morza Bałtyckiego i, szerzej, północnej Europy to: Oscylacja Arktyczna (AO, ang. *Arctic Oscillation*), Oscylacja Północnoatlantycka (NAO, ang. *North Atlantic Oscillation*), wzorzec wschodnioatlantycki (EA, ang. *East Atlantic pattern*), wzorzec wschodnioatlantycki/zachodniorosyjski (EA/WR, ang. *East Atlantic/West Russian pattern*) oraz wzorzec skandynawski (SCAND, ang. *Scandinavia pattern*). Wszystkie wymienione wskaźniki składają się z charakterystycznych układów (wzorców) przestrzennych ośrodków barycznych, których intensywność opisana jest odpowiednimi indeksami. Indeksy kolejnych wzorców atmosfery podaje się jako wartości uśrednione w ciągu miesiąca.

Opisywane indeksy atmosferyczne obecnie najczęściej wyznaczane są przy pomocy analizy obróconych głównych składowych (RPCA, ang. *Rotated Principal Component Analysis*) zastosowanej do pól anomalii powierzchni izobarycznej 500 hPa (NOAA Climate Prediction Center, 2012). Kolejne wskaźniki są zatem wektorami własnymi pól ciśnienia nad Europą i północnym Atlantykiem (Ustrnul, 2002), które opisują cyrkulację atmosferyczną regionu (Cassou, 2010). Dokładny rozkład przestrzenny pól anomalii ciśnienia może różnić się w zależności od danych wejściowych (Stopa i Cheung, 2014).

Indeks Oscylacji Arktycznej opisuje intensywność oscylacji ciśnienia na obszarze pokrywającym niemal całą półkulę północną, między rejonem polarnym a strefą umiarkowaną (głównie pasem 37–45°N (Thompson i Wallace (1998, 2000); Thompson, Wallace i Hegerl, 2000 za: Marsz, 2002)). Indeks ten jest pierwszym wektorem własnym analizy empirycznych funkcji ortogonalnych (EOF, ang. *empirical orthogonal function*) zastosowanej do pól ciśnienia na poziomie morza nad półkulą północną (Ambaum, Hoskins i Stephenson, 2001). Można go powiązać z położeniem i aktywnością prądu strumieniowego. W pozytywnej fazie indeksu Oscylacji Arktycznej niż polarny, obejmujący region okołobiegunowy, jest wyraźnie pogłębiony. Konsekwencją tego jest znaczny gradient ciśnień między biegunem a średnimi szerokościami geograficznymi oraz intensywny przepływ mas powietrza z zachodu na wschód. Negatywna faza AO z kolei charakteryzuje się wystąpieniem ośrodków barycznych wysokiego ciśnienia w okolicach bieguna, osłabieniem niżu polarnego oraz ośrodków wyżowych na niższych szerokościach geograficznych. Oznacza to mniej intensywny strefowy obieg mas powietrza (Ambaum, Hoskins i Stephenson, 2001; Marsz, 2002; NOAA Climate Prediction Center, 2012; Wolski, 2017). Ze względu na to, że indeks ten może być pewną miarą intensywności wiatrów zachodnich, notowane są wysokie wartości korelacji między AO a intensywnością zimowych sztormów na Bałtyku (Jaagus, Post i Tomingas, 2008).

Oscylacja Północnoatlantycka jest zwykle pierwszym wektorem własnym analizy RPCA zastosowanej do pól ciśnienia nad północnym Atlantykiem i opisuje zmiany w południkowym gradiencie ciśnienia nad tym obszarem (Miętus, 1999; NOAA Climate Prediction Center, 2012; Hurrell, 2015; Chafik, Nilsen i Dangendorf, 2017). Indeks ten może być również wyznaczony jako standaryzowana różnica ciśnień między dwoma punktami, z których jeden położony jest na Islandii (np. Stykkisholmur, Reykjavik i inne) a drugi w Europie południowej (np. Ponta Delgada na Azorach, Gibraltar i inne) (Hurrell, 1995). Oscylacja ta jest jednym z głównych czynników wpływających na klimat zachodniej i północnej Europy oraz północnego Atlantyku. Dodatnia faza tego indeksu, w czasie której różnica ciśnień jest większa od przeciętnie występującej, częściej jest

obserwowana w miesiącach zimowych. W fazie ujemnej, gradient ciśnień jest osłabiony, co wpływa na osłabienie przepływu strefowego nad obszarem Bałtyku (Hurrell, 1995). Tym samym, nad obszar Europy mogą docierać masy powietrza ze wschodu i z południa (Trigo, Osborn i Corte-Real, 2002). Indeks ten jest silnie skorelowany z indeksem AO (Ambaum, Hoskins i Stephenson, 2001; Hurrell, 2015).

Wzorzec wschodnioatlantycki charakteryzuje się obecnością anomalii ciśnienia na północno-wschodnim Atlantyku (Moore, Renfrew i Pickart, 2013). Faza tego wzorca będzie wpływała na główną oś cyrkulacji nad Europą a także na położenie prądu strumieniowego (Woollings, Hannachi i Hoskins, 2010; Mikhailova i Yurovsky, 2016). W dodatniej fazie, negatywna anomalia ciśnienia generuje silny gradient ciśnienia wzdłuż równoleżnika 36–48°N (Martínez-Asensio i in., 2016). Dominuje cyrkulacja strefowa, natomiast prąd strumieniowy zwiększa intensywność na południu, poniżej równoleżnika 45°N a osłabia się powyżej równoleżnika 57°N. Równocześnie nad środkową Europą obserwowany jest napływ powietrza z południowego zachodu. W fazie ujemnej rośnie intensywność prądu strumieniowego na północ od 57°N i aktywność cyklonalna (Mikhailova i Yurovsky, 2016). EA jest zwykle drugim głównym wektorem własnym wyznaczonym na podstawie pól anomalii ciśnienia atmosferycznego nad północnym Atlantykiem (NOAA Climate Prediction Center, 2012; Moore, Renfrew i Pickart, 2013; Mikhailova i Yurovsky, 2016). W drugiej połowie XX wieku, wzorzec wschodnioatlantycki był jednym z głównych, oprócz NAO, indeksów atmosferycznych wpływających na zmienność klimatu nad północnym Atlantykiem i mających silny wpływ na zimową zmienność przestrzenną wysokości fali znacznej w tej części oceanu (Martínez-Asensio i in., 2016; Trigo i in., 2008). Niektórzy autorzy wskazują, że wzorzec ten nie oddziałuje w znaczący sposób na klimat nad Bałtykiem (Jaagus, Post i Tomingas, 2008). Jaagus i Kull, w poszukiwaniach związku między wielkoskalową cyrkulacją a zmieniającymi się kierunkami wiatrów nad Estonią w drugiej połowie XX wieku, stwierdzili, że wpływ EA na badane zmiany jest pomijalny statystycznie (Jaagus i Kull, 2011).

W przeciwieństwie do wyżej wymienionych indeksów cyrkulacji atmosferycznej, wzorzec wschodniego Atlantyku/zachodniej Rosji opisuje cyrkulację południkową (Jaagus i in., 2017; Herman, 2022). Wzorzec ten składa się z czterech głównych centrów anomalii: w czasie fazy dodatniej wzorca, są to dodatnie anomalie nad Europą (0–30°E) i północnymi Chinami oraz negatywne nad północnym Atlantykiem (między 40°W i 40–45°N) i na północ od Morza Kaspijskiego (Barnston i Livezey, 1987 za: NOAA Climate Prediction Center, 2012; Lim, 2015). Oznacza to, że w czasie dodatniej fazy tego wzorca można spodziewać się przepływu mas powietrza z kierunków N-NW nad Bałtykiem i wschodnią Europą (Jaagus, 2009; Lim, 2015). Ujemna faza wzorca EA/WR będzie zatem związana z dodatnimi anomaliami ciśnienia nad Morzem Kaspijskim i Zachodnią Rosją a negatywnymi nad zachodnią Europą (Kirchak i Alpert, 2005). Nad obszarem Bałtyku obserwowane były wysokie, pozytywne korelacje między tym indeksem a wiatrami NW, W i SW (SW jedynie w miesiącach zimowych), natomiast z wiatrami z kierunków SE, E i S wyznaczono korelacje negatywne (Jaagus i Kull, 2011). Wzorzec ten jest bardziej aktywny w miesiącach zimowych.

W czasie fazy dodatniej wzorzec skandynawski (SCAND) związany jest z występowaniem pozytywnych anomalii ciśnienia atmosferycznego nad Skandynawią i obszarem zachodniej Rosji. Obecność pozytywnych anomalii ciśnienia i antycyklonalnej cyrkulacji w tym rejonie może do pewnego stopnia blokować cyrkulację strefową (Cassou, 2010; NOAA Climate Prediction Center, 2012; Omstedt i in., 2014) oraz osłabiać intensywność sztormów nad Bałtykiem (Jaagus i Suursaar, 2013). Równocześnie słabe, negatywne anomalie ciśnienia mogą być widoczne nad Syberią i NE

Atlantykiem (NOAA Climate Prediction Center, 2012; Moore, Renfrew i Pickart, 2013). Negatywna faza indeksu SCAND będzie związana z zachodnim i północno-zachodnim przepływem powietrza nad Bałtykiem (Bueh i Nakamura, 2007). Wzorzec ten jest najczęściej definiowany jako trzeci wektor własny analizy RPCA zastosowanej do pól ciśnienia nad północnym Atlantykiem (Moore, Renfrew i Pickart, 2013). Część literatury sugeruje, że indeks SCAND również można traktować jako wskaźnik cyrkulacji południkowej (Jaagus i Kull, 2011; Wolski, 2017).

Niektórzy badacze wskazują, że w badaniach nad wpływem cyrkulacji atmosferycznej na takie zjawiska jak falowanie wiatrowe czy zmienność poziomu morza, warto rozważyć również wskaźniki lokalnej cyrkulacji atmosferycznej, a wielkoskalowe indeksy atmosferyczne mogą być jedynie zgrubną miarą lokalnej cyrkulacji atmosferycznej (Andersson, 2002). Przykładem może być bałtycki indeks cyrkulacji (ang. *Baltic Sea Index*, BSI), który wyznaczono dla zachodniej części Morza Bałtyckiego (Lehmann, Krauss i Hinrichsen, 2002). Indeks ten jest zdefiniowany jako różnica znormalizowanego ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza między Oslo a Szczecinem. Pozytywne wartości BSI związane są z wiatrami zachodnimi nad Cieśninami Duńskimi i zachodnim Bałtykiem. Negatywne wartości BSI odpowiadają wiatrom wschodnimi na tym obszarze (Lehmann, Krauss i Hinrichsen, 2002). Szczególnie w miesiącach zimowych indeks ten był z sukcesem korelowany z wlewami wód z Morza Północnego i cyrkulacją wód w Bałtyku (Lehmann, Höflich, Post i Myrberg, 2017; Jędrasik i Kowalewski, 2019).

Wpływ wielkoskalowej cyrkulacji na obszar Morza Bałtyckiego zmienia się w ciągu roku (Jaagus, Post i Tomingas, 2008; Sepp, Post, Mändla i Aunap, 2018; Lang i Mikołajewicz, 2019; Bednorz i Tomczyk, 2021). Niż Islandzki, Wyż Azorski a także ośrodki ciśnienia rozpięte nad Skandynawią i zachodnią częścią Syberii to układy, które w głównej mierze determinują roczny przebieg ciśnienia nad Bałtykiem (Kwiecień, 1987; Surkova, Arkhipkin i Kislov, 2015; Chafik, Nilsen i Dangendorf, 2017). Na przykład, obserwowane najczęściej w miesiącach zimowych pogłębienie południkowego gradientu ciśnienia między Niżem Islandzkim a Wyżem Azorski, wiąże się ze wzrostem intensywności cyrkulacji cyklonalnej, przepływu równoleżnikowego mas powietrza, a tym samym ze wzrostem intensywności wiatrów z kierunków zachodnich nad Bałtykiem (Gulev, Zolina i Grigoriev, 2001). Obserwowany jest wtedy również wzrost liczby układów niżowych generujących znaczące gradienty ciśnienia nad Bałtykiem (Zespół autorów BACC II, 2015), co odbija się szczególnie na wschodnim brzegu Morza Bałtyckiego, gdzie natężenie intensywności wiatru przekłada się na wzrost liczby dni sztormowych (Jaagus i Suursaar, 2013). Oznacza to, że najsilniejszy wpływ na lokalne warunki cyrkulacji opisane wyżej wzorce będą miały przy dużych wartościach opisujących je indeksów. Wtedy można spodziewać się większych gradientów ciśnienia w skali synoptycznej, przekładających się na silniejszy wiatr i adwekcję mas powietrza (Herman, 2022).

W niniejszej pracy indeksy atmosferyczne są poruszane głównie w kontekście gradientów ciśnień i prędkości wiatru. Dynamika pól ciśnienia atmosferycznego, jaką opisują, ma również wpływ na intensywność opadów, wilgotność czy temperaturę powietrza nad znacznym rejonem Europy (Lehmann, Krauss i Hinrichsen, 2002; NOAA Climate Prediction Center, 2012; Mikhailova i Yurovsky, 2016).

1.3 Falowanie wiatrowe Morza Bałtyckiego

Wiedza o lokalnym klimacie falowym, rozumianym jako zmienność czasowo-przestrzenna całkowitych parametrów falowania wiatrowego, jest ważna zarówno w celu poznania procesów zachodzących w środowisku morskim jak i ze względów praktycznych, np. dla jednostek administracyjnych zarządzających morzem i strefą brzegową i prowadzących w niej szereg aktywności związanych z inwestycjami, turystyką czy transportem morskim. W niniejszym rozdziale zostaną przedstawione wybrane techniki pozyskiwania informacji o falowaniu regionu oraz stan wiedzy o charakterystykach klimatu falowego Morza Bałtyckiego, ze szczególnym uwzględnieniem Zatoki Gdańskiej.

1.3.1 Rys historyczny metod pomiaru falowania na Morzu Bałtyckim

Wartości parametrów falowania wiatrowego w wybranym miejscu i czasie można uzyskać przy pomocy szeregu technik. W przeszłości pomiary falowania prowadzone były głównie poprzez obserwacje wizualne powierzchni morza zarówno z lądu jak i ze statków (Miętus, 1998; Hünicke i in., 2015). W większości punktów na Bałtyku, w których prowadzono takie pomiary, dotyczyły one przede wszystkim wysokości fali – chociaż zdarzają się szacowania wartości okresu fali (Soomere i Zaitseva, 2007; Eelsalu, Org i Soomere, 2014). Metoda ta charakteryzuje się dużym brakiem precyzji i powtarzalności – przede wszystkim dlatego, że notowane wartości mierzonych parametrów zależą od obserwatora. Ponadto obserwacje prowadzone z lądu pozwalają na ocenę falowania rozprzestrzeniającego się z ograniczonego zakresu kierunków, w zależności od położenia stacji badawczej względem kierunku wiatru (Soomere, 2005). Wyznaczenie parametrów falowania w czasie największych sztormów również jest możliwe jedynie w ograniczonym wymiarze, gdyż obserwacje nie są wtedy prowadzone ze względu na bezpieczeństwo obserwatora. Ponadto w sezonie zimowym, gdy dzień jest znacznie krótszy, obserwacji dokonuje się rzadziej – zwykle raz na dobę (Soomere i Zaitseva, 2007; Eelsalu, Org i Soomere, 2014). Dodatkową przeszkodą w analizie tego rodzaju danych jest fakt, że wiele zapisów z obserwacji wizualnych nie zostało jeszcze poddanych digitalizacji (Kelpšaitė-Rimkienė, 2009).

Przykładami takich zestawów danych mogą być szeregi czasowe zapisane na stacjach w północnej i wschodniej części Bałtyku (Soomere i Zaitseva, 2007; Soomere i Räämet, 2011b), w Zatoce Ryskiej (Eelsalu, Org i Soomere, 2014), na wybrzeżu litewskim (Kelpšaitė, Dailidienė i Soomere, 2011) czy w Cieśninach Duńskich (Hünicke i in., 2015). Jedną z najlepiej opisanych serii czasowych pochodzących z obserwacji wizualnych są dane ze stacji na wyspie Vilsandi, z której uzyskano 52-letnie szeregi czasowe z obserwacji falowania (lata 1954–2005) (Soomere i Zaitseva, 2007). Na polskim brzegu pierwsze takie obserwacje prowadzone były przez P. Słomianko na Półwyspie Helskim już w roku 1957 (Łomniewski, 1962).

Mimo tego, że obserwacje wizualne zmienności falowania obarczone są znaczącym błędem, są to dane niezwykle cenne. Ich główną wartością jest fakt, że w niektórych punktach na wybrzeżach Bałtyku, obserwacje prowadzone były bez przerwy przez ponad 70 lat, co sprawia, że są jednymi z najdłuższych tego rodzaju serii czasowych na świecie (Räämet, Soomere i Zaitseva-Pärnaste, 2010; Hünicke i in., 2015; Rosenhagen i Tinz, 2013 za: Soomere, 2016). Ponadto z badań wynika, że wizualne obserwacje parametrów falowania zwykle dobrze oddają główne właściwości klimatu falowego w danej lokalizacji (Soomere i Zaitseva, 2007).

Wraz z rozwojem technologii możliwe było rozpoczęcie precyzyjnych pomiarów parametrów falowania. W wielu wypadkach wykorzystano istniejącą infrastrukturę, taką jak boje pierwotnie

używane do pomiaru parametrów meteorologicznych (Tucker i Pitt, 2001) czy wolno stojące latarnie morskie, do których zaczęto mocować urządzenia mierzące parametry falowania (Broman i in., 2006). Urządzenia te korzystają z szeregu technik pomiarowych. Umocowane na dnie morza falografy ciśnieniowe opierają się przede wszystkim na pomiarze różnicy ciśnień jaka pojawi się w zbiorniku wodnym przy zmianie wysokości słupa wody wynikającej z obecności fali. Boje pomiarowe z kolei korzystają z przyspieszeniomierzy, które rejestrują przyspieszenia pionowe boi, jakie powstają w wyniku jej unoszenia się i opadania na powierzchni morza oraz przyspieszenia poziome, w celu określenia kierunku propagacji fali. Jest to oczywiście uproszczony opis wykorzystywanych technik.

Pierwsze dłuższe serie pomiarowe na Bałtyku zaczynają się w latach 70. Najczęściej urządzenia pomiarowe są rozmieszczone w północnej części Bałtyku właściwego (Suursaar i Kullas, 2009). Jedną z najdłuższych serii pomiarowych została zarejestrowana na wolno stojącej latarni morskiej Almagrundet, przy wybrzeżu Szwecji (59.15°N 19.13°E, 1978–2003) gdzie parametry falowe były mierzone za pomocą skierowanych w kierunku powierzchni morza echosond (ang. *upward-looking echo sounders*) (Broman i in., 2006). Od 1996 roku na wysokości 59.25°N 21.00°E parametry falowania rejestruje boja falowo-prądowa Fińskiego Instytutu Badań Morza (Kahma, Pettersson i Tuomi, 2003). Na Głębi Arkońskiej (południowy Bałtyk) w latach 1991–2010 korzystając z boi falowo-prądowej zmierzono wysokości i okresy fali (na progu Darss, ang. *Darss Sill*, 54.70°N, 12.70°E) (Soomere, Weisse i Behrens, 2012). Krótsze serie czasowe były mierzone w różnych regionach, np. na południe od Bogskär (Finlandia, 59.47°N 20.35°E) gdzie parametry falowe rejestrowano w latach 1983–1986 (Kahma, Pettersson i Tuomi, 2003) i w głębi Zatoki Fińskiej: pomiary w latach 1982–1985 (Kahma i Pettersson, 1993 za: Alenius, Myrberg i Nekrasov, 1998). W bardzo ograniczonym zakresie są dostępne natomiast wieloletnie serie pomiarowe z centralnej i wschodniej części Bałtyku (Soomere, 2005; Alari, Raudsepp i Kõuts, 2008; Kelpšaitė-Rimkienė, 2009) oraz z Zatoki Ryskiej (Suursaar, Kullas i Aps, 2012).

Falografy zaczęły być stosowane w wybranych miejscach polskiego wybrzeża już od końca lat 50. (Łomniewski, 1962). Falomierze i falografy umieszczone w Zatoce Gdańskiej pozwoliły na opracowanie jej klimatu falowego w dwudziestoleciu między latami 50. a 70. (Paszkievicz, 1990). Obecnie na polskim wybrzeżu prowadzone są pomiary parametrów falowania na boi umieszczonej na wysokości Lubiatawa, należącej do Instytutu Budownictwa Wodnego PAN (Cieślakiewicz i Paplińska-Swerpel, 2008; Wilde, 2011) a także przy użyciu przetwornika akustycznego AWAC na platformie wydobywczej Baltic Beta znajdującej się w polskich obszarach morskich (Sapiega, 2020). Obecnie tego typu pomiary w samej Zatoce Gdańskiej wykonywane są nieregularnie i tylko w odpowiedzi na konkretne potrzeby. Na przykład w Zatoce Puckiej boja pomiarowa umieszczona była jedynie na okres 6 miesięcy na przełomie 1995/1996 (Cieślakiewicz, Paplińska-Swerpel i Soares, 2005). Oznacza to, że niemożliwe jest wykonanie analiz dotyczących wieloletniej zmienności tych obszarów, na przykład określających prawdopodobieństwo występowania fal o różnych parametrach (Cieślakiewicz i Paplińska-Swerpel, 2008; Szymkiewicz i in., 2017).

Punktowe pomiary falowania stanowią niezwykle cenne źródło danych służące m.in. do walidacji modeli falowania oraz do oceny stanu środowiska przed podjęciem decyzji i działań związanych z inwestycjami w danym obszarze. Wciąż jednak są to pomiary o charakterze lokalnym, przedstawiające zmienność falowania jedynie w bliskim sąsiedztwie punktu pomiarowego. Ze względu na to, że warunki falowe na Bałtyku różnią się znacznie od siebie, lokalnej zmienności falowania nie można interpolować na inne rejony morza (Hünicke i in., 2015). Możliwy jest czasowy brak danych w czasie ekstremalnie silnych zjawisk falowych, tak jak to się

stało w przypadku boi IBW, gdzie godziny maksymalnego falowania nie zostały zarejestrowane w czasie piku sztormu w dniach 13-15 października 2009 (Wilde, 2009). Ponadto urządzenia te często usuwa się w sezonie zimowym w obawie przed uszkodzeniem przez lód (Kahma, Pettersson i Tuomi, 2003; Tuomi, Kahma i Pettersson, 2011). Oznacza to brak danych w miesiącach charakteryzujących się wysokim falowaniem. Prewencyjne usunięcie sprzętu w miesiącach zimowych, jego uszkodzenie i konieczność wymiany lub naprawy, szczególnie jeśli pociągają za sobą instalację urządzenia w innej lokalizacji, związane są utratą homogeniczności danych (Suursaar, Kullas i Aps, 2012; Hünicke i in., 2015).

Największy postęp w dziedzinie opisu zmienności czasowo-przestrzennej falowania wiatrowego przyniósł rozwój modelowania numerycznego oraz techniki satelitarne. Szczególnie w ostatnich latach, dane satelitarne zebrane przy pomocy altymetrów stają się coraz bardziej dokładne i dostępne (Tuomi, Kahma i Pettersson, 2011; Kudryavtseva i Soomere, 2017; Najafzadeh, Kudryavtseva i Soomere, 2021). Ze względu jednak na niską rozdzielczość a także brak dostępności danych historycznych, nie mogą one być wykorzystane z dużą wiarygodnością do analizy historycznej zmienności falowania.

1.3.1.1 Modelowanie numeryczne pól falowania wiatrowego na Morzu Bałtyckim

Techniki modelowania numerycznego wykorzystywane są zarówno do modelowania retrospektywnego, do zastosowań operacyjnych, m.in. w modelach przedstawiających stan morza w chwili obecnej, a także do prognozowania zmian falowania w przyszłości zgodnie z wybranymi scenariuszami klimatycznymi (Cerkowniak, Ostrowski i Szmytkiewicz, 2015). Opierając się na dostępnych wieloletnich pomiarach pól prędkości wiatru i ciśnienia atmosferycznego oraz na szeregu coraz bardziej dokładnych reanaliz, możliwe jest przeprowadzanie wiarygodnych analiz zmienności parametrów falowania w czasie, m.in. poszukiwanie trendów, cykli zjawisk przyrodniczych oraz odpowiedzi środowiska na zmieniające się warunki klimatyczne. Ponadto wieloletnie serie czasowe pozwalają na prognozowanie i opis rzadko występujących zjawisk ekstremalnych. Uważa się, że do rzetelnego przedstawienia klimatu falowego na Bałtyku potrzeba danych z co najmniej 30-letniego okresu (Schrum, 2001). Modelowanie falowania wiatrowego pozwala ponadto na uzupełnienie luk w wiedzy o klimacie falowym wybranych obszarów. Ze względu na to, że, jak wspomniano wcześniej, południowe rejony Bałtyku charakteryzują się mniejszą liczbą urządzeń pomiarowych rozmieszczonych w ciągu ostatnich 50 lat, narzędzie to pozwala na bardziej dokładny opis klimatu falowego tych obszarów, do tej pory bazujący na krótkich seriach pomiarowych i obserwacjach wizualnych.

Ze względu na znacząco większą moc obliczeniową komputerów jakiej wymaga modelowanie wieloletniej zmienności parametrów falowania wiatrowego na dużych obszarach, a także historycznie trudne do zdobycia wiarygodne, długoterminowe dane meteorologiczne, w przeszłości wielu badaczy ograniczało obliczenia do niewielkich obszarów lub krótkich serii czasowych (Jönsson, Broman i Rahm, 2002; Alari, Raudsepp i Kõuts, 2008; Suursaar i Kullas, 2009). Obecnie, ze względu na dostępność danych meteorologicznych pochodzących z reanaliz a także nieustannie podnoszoną moc obliczeniową komputerów, modelowanie wieloletniej zmienności pól falowania wiatrowego na Bałtyku jest powszechnie wykorzystywaną techniką badawczą. Björkqvist i inni przedstawili rozkład przestrzenny wysokości fali znacznej dla Bałtyku z uwzględnieniem wpływu obecności lodu morskiego dla lat 1965–2005 za pomocą modelu SWAN (Björkqvist i in., 2018). Räämet i Soomere w szeregu prac przedstawili wyniki modelowania przy pomocy modelu WAM dla mniejszych (Soomere, 2005) i większych obszarów. Najdłuższa seria

czasowa obejmowała lata 1970–2007 a modelowanie przeprowadzono dla całego Bałtyku ze szczególnym uwzględnieniem jego północno-wschodniej części i Zatoki Fińskiej (Räämet, Soomere i Zaitseva-Pärnaste, 2010; Soomere i Räämet, 2011a). W modelu tym nie wykorzystano danych lodowych a jako wymuszenie meteorologiczne wykorzystano wiatr geostroficzny. Siewert i inni przedstawili zmienność falowania dla zachodniego Bałtyku dla 52 lat (1948–1999) korzystając z modelu SWAN (Siewert, Schlamkow i Saathoff, 2015). Z kolei Cieślíkiewicz i współpracownicy zaprezentowali wstępne wyniki modelowania pól falowania dla całego Bałtyku dla lat 1958–2001 (Cieślíkiewicz, Paplińska-Swerpel i Soares, 2005). Dane przedstawione w tej pracy stały się podstawą niniejszej rozprawy doktorskiej. Niektórzy badacze skupili się na wybranych aspektach modelowania falowania, na przykład Tuomi i inni, którzy przedstawili szereg problemów z uwzględnieniem pola lodu, który ma istotny wpływ na rozkład falowania na Bałtyku (Tuomi, Kahma i Pettersson, 2011). W kolejnej pracy, autorzy ci zajmują się zagadnieniem modelowania falowania wiatrowego w obszarze ze skomplikowaną linią brzegową (Tuomi i in., 2014). Z kolei Suursaar i inni przedstawiają wyniki modelowania falowania na zachód od Estonii (lata 1966–2006) (Suursaar i Kullas, 2009), w Zatoce Fińskiej (lata 1966–2007) (Suursaar, 2010) oraz w Zatoce Ryskiej (1966–2011) (Suursaar, Kullas i Aps, 2012). Wykorzystano w nim model pierwszej generacji SMB, który nie uwzględnia zmian fali rozkołysu. Modelowanie dla Zatoki Tallińskiej dla lat 1991–2000 wykonał Soomere (2005). Przedstawił on również przegląd prac związanych z modelowaniem falowania wiatrowego na Bałtyku (Soomere, 2022)

Podobnie jak pozostałe metody badawcze, modelowanie numeryczne nie jest pozbawione niedoskonałości. Wiarygodność wyników modelu będzie zależała w dużej mierze od danych wejściowych. Jakość danych meteorologicznych, tj. zmienności prędkości i kierunku wiatru, które zasilają modele falowania wiatrowego, jest jednym ze źródeł największych niepewności w modelowaniu falowania wiatrowego (Räämet, Suursaar, Kullas i Soomere, 2009; Suursaar, Kullas i Aps, 2012). Najbardziej znaczące przeszacowania oraz niedoszacowania parametrów falowania wiatrowego, sięgające nawet 40%, widoczne są dla modelowania zjawisk ekstremalnych (Cieślíkiewicz i Paplińska-Swerpel, 2008; Soomere, Weisse i Behrens, 2012). Mimo to, numeryczne modelowanie falowania wiatrowego pozostaje jednym z najlepszych narzędzi do badania zmienności przestrzennej i czasowej parametrów falowania. Zauważalna jest zgodność statystyk między pomiarami i wynikami modelowania, nawet przy wykorzystaniu najprostszycy modeli falowych (Räämet i in., 2009).

Na koniec tego podrozdziału należy zaznaczyć polski wkład w badanie klimatu falowego Bałtyku. Polscy badacze zajmowali się tematem falowania wiatrowego już od połowy ubiegłego wieku. Jak wspomniano wcześniej, pierwsze obserwacje z lądu technikami wizualnymi były wykonywane sporadycznie w latach 50. i 60. (Łomniewski, 1962; Stanisławczyk, 2005). W miejscach, gdzie takich obserwacji nie było, oszacowania elementów falowania dokonywano na podstawie wzorów empirycznych (Łomniewski, 1959). Inni badacze korzystali np. z metody Kryłowa do wyznaczenia parametrów falowania w miejscach, w których pomiary przeprowadzano w ograniczonym stopniu lub wcale (Paszkiwicz, 1990; Jarosz i Kowalewski, 1993 za: Jakusik, 2006; Cieślíkiewicz i Jędrasik, 2022). Z czasem techniki pomiaru rozszerzono na falografy i falomierze, na podstawie których możliwe było bardziej precyzyjne wyznaczenie stanu falowania wiatrowego na polskich obszarach morskich (Kwiecień, 1990). W latach 1960–1980 parametry falowania wiatrowego mierzone były przez Instytut Morski przy pomocy falografów ciśnieniowych na szeregu stacji na południowym Bałtyku (m.in. na wysokości Ustki, Darłowa, Rozewia i Helu). Analizę tych danych przedstawił w swojej pracy Jednoraf (1987). Z czasem skala badań rozszerzyła

się na cały Bałtyk (Miętus, 1998). Wraz z rozwojem technologicznym, coraz większą uwagę zaczęto poświęcać modelowaniu falowania. Jedne z pierwszych wyników przedstawiła Paplińska (1999) oraz Cieślukiewicz i Herman (2001), którzy zaprezentowali wyniki modelowania falowania wiatrowego dla całego Bałtyku i, z wyższą rozdzielczością, dla Zatoki Gdańskiej przy pomocy modeli WAM i SWAN. Od początku XXI wieku prace związane z modelowaniem i analizą falowania prowadzone są intensywnie we wszystkich polskich ośrodkach zajmujących się badaniem środowiska morskiego. Wyniki modelowania i analizy jego wyników przedstawili między innymi: Cieślukiewicz i Paplińska-Swerpel, 2008; Różyński, 2010a; Jakusik, Czernecki i Marosz, 2011; Cerkwoniak, Ostrowski i Szmytkiewicz, 2015; Szmytkiewicz i in., 2017. Szczegółowy opis badań falowania wiatrowego jakie przez lata przeprowadzono na polskich wodach i Bałtyku południowym przedstawiła Jakusik (2006).

1.3.2 Klimat falowy Morza Bałtyckiego – stan wiedzy

Korzystając z przedstawionych w poprzednim podrozdziale metod badawczych można wyznaczyć szereg właściwości klimatu falowego Morza Bałtyckiego. Jest to morze charakteryzujące się w przeważającej mierze łagodnym klimatem falowym. Oznacza to stosunkowo niską aktywność falowania, relatywnie małe wysokości fali oraz krótkie okresy. Fala rozkołysu zaznacza się w niewielkim stopniu. Równocześnie wielu badaczy i żeglarzy zauważa, że jest to zbiornik o stromych falach tj. stosunkowo krótkich okresach dla stanów morza o dużych wysokościach fali znacznej (Kahma, Pettersson i Tuomi, 2003; Soomere, 2016). Można spodziewać się większej stromości niż tej charakteryzującej Ocean Atlantycki (Wiśniewski, 1998). Jest to jedna z cech, która upodabnia Bałtyk do wielkich jezior, a którą szczególnie widać w czasie zjawisk sztormowych (Leppäranta i Myrberg, 2008). Wyraźnie zaznacza się zmienność sezonowa, związana z większym falowaniem i dłuższymi okresami w miesiącach zimowych a mniejszymi w cieplejszej połowie roku (Alenius, Myrberg i Nekrasov, 1998; Soomere i Zaitseva, 2007; Leppäranta i Myrberg, 2008). Zmienność ta jest silnie związana z cyklem sezonowym prędkości wiatru, typowym dla średnich szerokości geograficznych (Björkqvist i in., 2018). Parametry falowania zależą nie tylko od siły wiatru i czasu trwania podobnych warunków, ale również od rozciągłości działania wiatru (Paszkiwicz, 1990; Jakusik, 2006; Suursaar, Kullas i Aps, 2012; Soomere, 2016). Skomplikowana linia brzegowa i specyficzny kształt Bałtyku wpływają na znaczną zmienność przestrzenną statystyk parametrów falowania między obszarami, które mają różną orientację w stosunku do kierunku wiatru. Dotyczy to szczególnie zatok, częściowo osłoniętych od pewnych kierunków wiatru (Jönsson, Broman i Rahm, 2002; Soomere, 2005; Soomere i Räämet, 2011b; Björkqvist i in., 2018; Najafzadeh, Kudryavtseva i Soomere, 2021). Dominacja wiatrów zachodnich oznacza, że największych wartości wysokości fali można spodziewać się we wschodniej i południowo-wschodniej części Bałtyku, na wschód od jego głównej osi geometrycznej (Leppäranta i Myrberg, 2008; Soomere, 2016; Kudryavtseva i Soomere, 2017; Björkqvist i in., 2018).

Średnia wysokość fali znacznej na całym obszarze Bałtyku wynosi ok. 0.5–1.5 m (Kahma, Pettersson i Tuomi, 2003; Broman i in., 2006; Tuomi, Kahma i Pettersson, 2011; Björkqvist i in., 2018). W półzamkniętych obszarach (np. Zatoka Fińska, Głębia Arkońska) wysokość fali znacznej wynosi ok. 0.6–0.8 m (Keevallik i Soomere, 2010; Soomere, Weisse i Behrens, 2012). Z kolei w bardziej ograniczonych łądem obszarach, takich jak Zatoka Tallińska, średnia wysokość fali znacznej mieści się między 0.29 m a 0.32 m (Soomere i Zaitseva, 2007) oraz 0.3–0.4 m w Zatoce Ryskiej (Suursaar, Kullas i Aps, 2012). Przy sprzyjających warunkach meteorologicznych jednak

nawet bardzo osłonięte zatoki mogą być wystawione na działanie silnego wiatru a co za tym idzie, stosunkowo wysokie wartości wysokości fali znacznej. We wspomnianej Zatoce Tallińskiej, osłoniętej od dominujących południowo-zachodnich wiatrów, przy kierunkach N i NW może wystąpić falowanie nawet rzędu 2–4 m (Soomere, 2005). Podobną zależność opisują Suursaar i inni, którzy wskazują na różnice w charakterystyce falowania w punktach w Zatoce Ryskiej otwartych na wiatr z różnych kierunków (Suursaar, Kullas i Aps, 2012).

Wielu badaczy falowania wiatrowego pomija fale rozkołysu na Bałtyku, której wpływ na pole falowe jest niewielki ze względu na ograniczony kontakt Morza Bałtyckiego z oceanem. Jedynie wybrane prace pochylają się na tym problemem. Jakusik, korzystając z modelowania numerycznego (hybrydowy model numeryczny falowania wiatrowego w przybliżeniu płytkiej wody), podaje, że średnia roczna wielkość rozkołysu na południowym Bałtyku może sięgać nawet 0.34 m we wschodniej części Basenu Gotlandzkiego (Jakusik, 2006). Björkqvist i inni również przeprowadzili analizę fali rozkołysu dla Bałtyku na podstawie danych modelowych. W centralnej części Bałtyku właściwego, w miesiącach zimowych, średnia wysokość fali znacznej rozkołysu wyniosła 0.4 m, natomiast 99 percentyl: nawet 1.8 m (Björkqvist i in., 2021)

Na otwartym Bałtyku okres fali zawiera się przeciętnie w zakresie 3–6 s, natomiast 2–4 s to dominujący przedział wartości okresu dla obszarów przybrzeżnych (Kahma, Pettersson i Tuomi, 2003; Soomere, 2005; Broman i in., 2006; Soomere, 2008; Suursaar, Kullas i Aps, 2012; Eelsalu, Org i Soomere, 2014). W Zatoce Fińskiej mierzone okresy piku dla maksymalnej długości fali znacznej sięgają 8.5 s (Alenius, Myrberg i Nekrasov, 1998). W Zatoce Ryskiej przewiduje się okresy rzędu 8–9 s jednak są to wartości pochodzące z obserwacji wizualnej stanu morza (Suursaar, Kullas i Aps, 2012). Maksymalne rejestrowane okresy (okres piku) przekraczają 13 s (Björkqvist i in., 2018). Najczęściej są związane z bardzo silnymi sztormami, występującymi kilka razy do roku (Leppäranta i Myrberg, 2008). W czasie sztormu Gudrun okres piku na NW od Saaremy wyniósł około 12 s (Soomere i in., 2008).

Duża zmienność linii brzegowej i rozciągłości działania wiatru wpływa również na zmienność przeważającego kierunku propagacji falowania w zależności od lokalizacji. I tak, na wybrzeżach południowej Szwecji można spodziewać się przede wszystkim falowania z południa (Adell i in., 2023). Na wybrzeżach litewskich dominuje propagacja z południowego zachodu (Kelpšaitė, Dailidienė i Soomere, 2011). Dominujący kierunek propagacji nie musi być tożsamy z dominującym kierunkiem wiatru. Przykładem mogą być wyniki zaprezentowane przez Jakusik, gdzie w punkcie południowego Bałtyku znajdującym się między Przylądkiem Rozewskim a Gotlandią dominują wiatry zachodnie, natomiast dominujące kierunki propagacji to wschodni (zgodny z kierunkiem wiatru) i południowy (zgodny z kierunkiem największej rozciągłości działania wiatru: dla wiatrów północnych (Jakusik, 2006)).

Kluczowe dla bezpieczeństwa na morzu i zarządzania strefą brzegową są ekstremalne wysokości fali. Warto tu podkreślić, że chodzi tu o największe fale, a nie fale ekstremalne (ang. *rogue waves*) zdefiniowane jako mające wysokość przynajmniej dwukrotnie przekraczającą panujący stan morza. Na podstawie obserwacji ze statków, Miętus sklasyfikował dla centralnej części Bałtyku wysokości fali znacznej (wyznaczonej jako średnia z 1/3 najwyższych wysokości obserwowanych fali) jako wysokie jeśli przekraczały 4.75 m (Miętus, 1998). W tym obszarze Bałtyku wysokość fali znacznej większa niż 6 m występuje przez jedynie ok. 9 godzin w czasie roku (Tuomi, Kahma i Pettersson, 2011). Na Głębi Arkońskiej już wysokość fali znacznej powyżej 2 m uważa się za, o ile nie ekstremalną, to wyznaczającą bardzo wysokie stany morza (Soomere, Weisse i Behrens, 2012). Na południowym Bałtyku za sztormowy stan morza określa się warunki,

w czasie których wysokość fali znacznej jest większa niż 2.5 m (Bakierowska, Wojtaszek i Kopiec, 2020). W północnej części Bałtyku właściwego taką wartością graniczną są 4 m, których częstość występowania w tym regionie nie przekracza 1% (Kahma, Pettersson i Tuomi, 2003; Soomere, 2008; Tuomi, Kahma i Pettersson, 2011). Na południowo-zachodnim Bałtyku, Adell i współpracownicy uzyskali w okresie od czerwca 1959 do grudnia 2021 wartość 95 percentyla równą 2.28 m (Adell i in., 2023). Z kolei 99.9 percentyl wysokości fali znacznej dla okresu 1965–2005 wyznaczony na podstawie modelowania falowania dla całego Bałtyku wyniósł 6.9 m (Björkqvist i in., 2018).

Największe dotychczas zmierzone instrumentalnie wysokości fali znacznej to 8.2 m zarejestrowane w dniu 22.12.2004 w północnej części Bałtyku właściwego (Tuomi, Kahma i Pettersson, 2011; Björkqvist i in., 2018) oraz 8.0 m na stacji przy wejściu do Zatoki Fińskiej w styczniu 2017 (11/12.01.2017) (Rutgersson i in., 2022; Rehn, 2022; Zespół badawczy FMI, 2019). Wysokość pojedynczej fali w tych dniach oszacowano na 14 m (Zespół badawczy FMI, 2019). W Zatoce Botnickiej w 2019 wysokość fali znacznej osiągnęła 8.1 m (Björkqvist i in., 2020). Podane tu wysokości fali z roku 2004 pobiły poprzedni rekord wysokości fali znacznej 7.82 m wyznaczonej z danych pomiarowych na Almagrundet w nocy 13/14.01.1984. Pojedyncza notowana wtedy wysokość fali to 12.75 m (Broman i in., 2006; Leppäranta i Myrberg, 2008). W czasie sztormu Gudrun w styczniu 2005 roku modelowane wysokości fali znacznej sięgnęły 9.5 m na północ od wybrzeży litewskich, na tle maksymalnej wysokości fali znacznej 7.2 m jaka została zmierzona w centralnej części Bałtyku właściwego (Soomere i in., 2008). Na Głębi Arkońskiej w latach 1991–2010 największa zmierzona wysokość fali wyniosła 4.46 m (Soomere, Weisse i Behrens, 2012). W Kłajpedzie 23 stycznia 1962 roku zarejestrowano fale o wysokości 6.0 m – jest to wysokość pojedynczej fali, nie fali znacznej (Kelpšaitė-Rimkienė, 2009). Z kolei Björkqvist i współpracownicy wymodelowali maksymalną wysokość fali znacznej na 10.1 m w południowym Bałtyku 4 grudnia 1999 roku (Björkqvist i in., 2018).

Na polskich wodach trudno wskazać maksymalne zarejestrowane wysokości fali ze względu na brak urządzeń pomiarowych. Jedną z niewielu prac badawczych, które poruszają temat ekstremalnego falowania jest praca Paproty i współpracowników (Paprota, Przewłocki, Sulisz i Paplińska-Swerpel, 2003). Korzystając z nieciągłych pomiarów wykonywanych w różnych okresach na przestrzeni lat 1989–2002 (ostatecznie otrzymano 25000 rekordów), wyznaczyli oni następujące maksymalne wysokości fali (w nawiasie: fali znacznej) w trzech punktach wzdłuż polskiego wybrzeża: 6.5 m (3.3 m) na wysokości Niechorza, 7.6 m (4.0 m) na wysokości Lubiatowa i 6.1 m (3.5 m) w Zatoce Puckiej (Paprota, Przewłocki, Sulisz i Paplińska-Swerpel, 2003). Jakusik przywołuje pracę Pruszaka i współpracowników z 1999 roku, którzy zarejestrowali maksymalną wysokość fali 6.54 m w październiku 1997 na obszarze Zatoki Pomorskiej i 7.5 m w styczniu 1998 na wysokości Lubiatowa (Jakusik, 2006). Według raportu Inspekcji Ochrony Środowiska, na urządzeniu WaveGuide umieszczonym na platformie wydobywczej Petrobaltic (55°28'50"N, 18°10'56"E) w dniu 2.01.2019 wysokość fali znacznej wyniosła 7.48 m, natomiast wysokość maksymalnej fali tego dnia przekroczyła 13 m (Bakierowska, Wojtaszek i Kopiec, 2020).

Jak wspomniano, na Bałtyku widoczna jest zmienność przestrzenna pola falowania wiatrowego. Analizując zmienność całkowitych parametrów falowania w czasie pod względem obecności wieloletnich trendów, literatura przedmiotu wskazuje na silną zależność obecności i kierunku długotrwałych zmian od lokalizacji, a także od wybranego okresu badawczego (Broman i in., 2006; Soomere i Zaitseva, 2007; Kelpšaitė, Herrmann i Soomere, 2008; Suursaar, 2010; Kelpšaitė, Dailidienė i Soomere, 2011; Soomere i Räämet, 2011a; Suursaar, Kullas i Aps, 2012;

Soomere i Räämet, 2014; Kudryavtseva i Soomere, 2017; Najafzadeh, Kudryavtseva i Soomere, 2021). Szczególnie silnie widać to w analizie trendów w zjawiskach ekstremalnych (Soomere i Räämet, 2011a), co jest dodatkowo utrudnione faktem, że szereg badaczy przyjmuje różne definicje tego czym są zjawiska ekstremalne (Rutgersson i in., 2022). Punktowo i w krótszych okresach zaznaczają się lokalne, istotne statystycznie trendy, utrzymujące się kilka-kilkanaście lat, mogące mieć różny kierunek zmian (Soomere i Räämet, 2011b, 2014). Najbardziej wyróżniającym się był wzrost średnich wysokości fali znacznej w latach 80. i jej spadek w latach 90. lub pod koniec tej dekady, obserwowany w północnej części Bałtyku właściwego (Broman i in., 2006; Soomere i Zaitseva, 2007; Suursaar i Kullas, 2009). Obserwacje z litewskiego wybrzeża, które bazują na zdigitalizowanych danych pochodzących z obserwacji wizualnych na wybrzeżu litewskim w latach 1993–2005, nie odnotowały w tym czasie takiej zmiany (Kelpšaitė, Dailidienė i Soomere, 2011). Na Głębi Arkońskiej, gdzie w wybranym punkcie (54.70°N, 12.70°E) porównywano dane pomiarowe (lata 1991–2010) oraz modelowe z dwóch modeli (lata 1970–2007 oraz 1958–2002) nie zaobserwowano statystycznie istotnych trendów w żadnym ze zbiorów danych (Soomere, Weisse i Behrens, 2012). Zupełnie inny kierunek zmian wskazują badania z północnej Estonii, gdzie na stacji Narva-Jõesuu, położonej głęboko w Zatoce Fińskiej, w latach 1966–2006 obserwowany jest spadek średniej wysokości fali znacznej (Soomere, Zaitseva-Pärnaste i Räämet, 2011). W głębi Zatoki Fińskiej nie jest widoczny wzrost i spadek wysokości fali znacznej między latami 80. i pierwszą dekadą XX wieku (Suursaar, 2010). Interesująca jest zmienność wysokości fali znacznej w latach 1966–2011 w Zatoce Ryskiej, gdzie analizowano dwa obszary otwarte na różne kierunki wiatru. Punkt wystawiony na działanie wiatrów SE charakteryzuje się znacznym spadkiem średniej wysokości fali. Natomiast zmienność wysokości fali znacznej w punkcie, w którym dominują wiatry SW, ma bardziej oscylacyjny charakter z maksimum, które wystąpiło w latach 1980–1990 (Suursaar, Kullas i Aps, 2012). Z kolei Soomere i Räämet wskazują, że wybrane rejony Bałtyku charakteryzują się 10- i 15-letnią cyklicznością widoczną w wysokościach fali znacznej, nieobserwowaną z kolei w innych rejonach (Soomere i Räämet, 2014). Ostatecznie można wysnuć wniosek, że nie występuje wieloletni, dodatni lub ujemny trend zmian zarówno średniej jak i maksymalnej (lub ekstremalnej) wysokości fali znacznej, który utrzymywałby się na obszarze całego Morza Bałtyckiego.

1.3.2.1 Klimat falowy Zatoki Gdańskiej

Na podstawie obserwacji wizualnych, opracowanych danych z falografów oraz korzystając z metod analitycznych, Paszkiewicz przedstawił szereg charakterystyk klimatu falowego Zatoki Gdańskiej dla okresu ok. 1950–1975 (Paszkiewicz, 1990). W ciągu roku w zatoce obserwowane jest najczęściej niewielkie falowanie. Wysokość fali (nie jest to wysokość fali znacznej, tylko faktyczna wysokość fali) zwykle nie przekracza 1 m. Rzadko wysokość fali przekracza 2 m. Zgodnie ze zmiennością prędkości wiatru, największe falowanie, z wysokościami fali przekraczającymi 5 m, obserwowane jest w miesiącach zimowych, a najmniejsze – latem. Najwyższe wysokości fali sięgnęły 8 m, a okresy: nawet 13 sekund. Zauważalna jest zmienność przestrzenna wysokości fali i okresu w Zatoce Gdańskiej przy różnych kierunkach wiatru (wyznaczona na podstawie metod analitycznych). Najwyższe falowanie w centralnej części Zatoki Gdańskiej wystąpiło przy wiatrach z szerokiego zakresu kierunków północnych, co zostało również potwierdzone przez pomiary falografem. W Zatoce Puckiej z kolei, wiatry południowo-wschodnie wywołują największe falowanie w tym obszarze (Paszkiewicz, 1990). Korzystając z danych modelowania numerycznego dla południowego Bałtyku, Jakusik wskazała średnie wysokości fali (nie fali znacznej) w Zatoce

Gdańskiej osiągające największe wartości (ok. 1 m) na granicy zatoki z otwartym Bałtykiem. Średni okres fali wiatrowej wyniósł 4.2 s. Rozdzielczość przestrzenna modelu nie pozwoliła jednak na uwzględnienie wpływu Półwyspu Helskiego na pole falowania wiatrowego w Zatoce Puckiej (Jakusik, 2006).

Na podstawie obserwacji wizualnych (1953–1957) stwierdzono, że maksymalna wysokość fali na stacji morskiej PAN w Sopocie to 1.8 m, przy średniej 0.15–0.25 m (Łomniewski, 1959). Różyński, porównując klimat falowy Zatoki Gdańskiej z punktem na południowym Bałtyku położonym na wysokości Lubiatowa stwierdził znaczne ograniczenie warunków sztormowych w Zatoce Gdańskiej w porównaniu do otwartego morza. Ponadto wskazał, że ów efekt osłaniający może mieć różną intensywność w różnych obszarach Zatoki Gdańskiej (Różyński, 2010b). Oprócz mniejszej liczby stanów sztormowych na przestrzeni roku, w Zatoce Gdańskiej można ponadto spodziewać się falowania z bardziej ograniczonego zakresu kierunków, niż ma to miejsce poza jej granicami (Łomniewski, 1962).

1.4 Charakterystyka sztormów Morza Bałtyckiego

Sztormy to gwałtowne zjawiska związane z intensywnym falowaniem i silnym wiatrem, których konsekwencje odczuwalne są zarówno na morzu jak i w strefie brzegowej. W czasie sztormu na morzu obserwowane jest między innymi intensywne mieszanie w warstwie powierzchniowej, produkcja aerozoli, wtłaczanie gazów pod powierzchnię wody czy też resuspensja osadów (Bunke i in., 2019). W strefie brzegowej ma miejsce erozja linii brzegowej, wezbrania sztormowe, podniesienie stanu morza oraz tzw. „cofka”. Współwystępowanie tych zjawisk zależy od czasu utrzymywania się silnego wiatru w funkcji kierunku oraz zmian kierunku wiatru w czasie. Ze względu na brak pływów, to te zjawiska są głównymi czynnikami zmian geomorfologicznych w strefie brzegowej Morza Bałtyckiego. Tym samym, znajomość warunków synoptycznych sprzyjających występowaniu sztormów na Morzu Bałtyckim pozwala zminimalizować straty i zniszczenia jakie mogą być wywołane przez nałożenie się ekstremalnego falowania, wysokiego poziomu morza oraz pozostałych procesów.

Nad Bałtykiem sztormy obserwuje się przede wszystkim w miesiącach zimowych (październik–marzec). Średnia roczna liczba dni w roku z wiatrem sztormowym (tj. powyżej 17 m/s; na podstawie lat 1971–2009) na obszarze całego Bałtyku wynosi 41.9 (\pm 1.46) dni, natomiast w jego południowej części: 13.41 dni (Formela i Marsz, 2011). Charakterystyczne dla Morza Bałtyckiego jest to, że fala sztormowa zwykle jest krótka i stroma (Łomniewski, 1962; Paszkiewicz, 1989). Trzeciak podaje, że w czasie sztormów przeciętnie można spodziewać się wysokości fali¹ w zakresie 4–5 m, przy maksymalnych wysokościach fali zwykle między 6–7 m (Trzeciak, 2001). Maksymalne wysokości fali, jakie zaobserwowano w warunkach sztormowych w różnych lokalizacjach Bałtyku podano w poprzednim podrozdziale. W opisie dynamiki falowania na południowym Bałtyku dla lat 1960–1980, Jednorął wyróżnia dwie grupy sztormów, chociaż nie podaje ich szczegółowej definicji. Wskazuje natomiast na występowanie w tym obszarze sztormów słabych, których czas trwania nie przekracza kilkunastu godzin, oraz sztormów silnych, które mogą trwać nawet kilka dni (Jednorął, 1987). Łomniewski podaje, że na południowym Bałtyku sztormy trwają przeciętnie jedną dobę (Łomniewski, 1962). Z kolei wg Paszkiewicza

¹ W cytowanej pracy najprawdopodobniej podano wysokość pojedynczej fali.

sztormy na obszarze Zatoki Gdańskiej, razem z towarzyszącymi im stanami „umiarkowanymi”, trwają ok. 6 dni (Paszkiwicz, 1990). Jak widać, między przywołanymi czasami trwania zjawisk sztormowych istnieją pewne rozbieżności. Może to wynikać z faktu, że istnieje szereg definicji zjawiska sztormowego.

Ponieważ główną przyczyną wystąpienia sztormów na Bałtyku jest wiatr, do ich zdefiniowania wykorzystywana jest zwykle graniczna prędkość wiatru, czasem reprezentowana przez skalę Beauforta. Najczęściej za wartość progową, która wyznacza na Bałtyku zjawisko sztormowe, uznaje się prędkości wiatru rzędu 15–17 m/s (Orviku i in., 2003; Suursaar, Kullas i Szava-Kovats, 2009; Omstedt i in., 2014). Trzeciak określa wiatry sztormowe na polskim wybrzeżu, jako wiatry o prędkościach przekraczających 10 m/s (Trzeciak, 2001). W literaturze istnieją również inne definicje; na przykład Łomniewski nazywa sztormem „silne sfalowanie powierzchni morza, obejmujące duże obszary wodne”. Jednocześnie wskazuje on, że sztormu na południowym Bałtyku można oczekiwać przy wiatrach NE już o prędkościach 8.0–13.8 m/s (5–6 w skali Beauforta) (Łomniewski, 1962).

Rozwój sfalowania powierzchni morza zależy nie tylko od siły wiatru, ale również od czasu jego działania, zmienności w czasie dominującego kierunku, oraz rozciągłości działania wiatru, bezpośrednio związanej z kierunkiem wiatru. Równocześnie zaobserwowano, że najsilniejsze wiatry nie muszą wywołać największego sfalowania powierzchni, jeśli wiatr jest z niesprzyjającego kierunku (Kelpšaitė-Rimkienė, 2009; Jaagus i Suursaar, 2013). Najbardziej gwałtowne zjawiska sztormowe na Bałtyku związane są z szybko przemieszczającymi się niżami barycznymi i współwystępującymi z nimi frontami atmosferycznymi (Jednorął, 1987; Kwiecień, 1987; Trzeciak, 2001; Miętus, Filipiak i Owczarek, 2004; Suursaar, Kullas i Szava-Kovats, 2009). Układ niskiego ciśnienia razem z następującym po nim frontem termicznym, będzie bowiem źródłem znaczącego gradientu ciśnienia barycznego a w związku z tym – silnego, utrzymującego się wiatru, którego kierunek może zmieniać się znacząco w przeciągu stosunkowo krótkiego czasu (Miętus, 1998; Soomere, 2005; Suursaar i in., 2006; Soomere i in., 2008; Wolski, 2017).

Rejon północnej Europy jest jednym z najbardziej intensywnych pod względem aktywności układów cyklonalnych (Ulbrich i Christoph, 1999). Obserwuje się tu powstawanie, pogłębianie się i przemieszczanie wielkoskalowych układów niskiego ciśnienia, silnie zależne od aktywności wielkoskalowej cyrkulacji atmosferycznej. Niże baryczne docierające nad Bałtyk tworzą się głównie na atlantyckim froncie polarnym i atlantyckim froncie arktycznym (Mäll, Nakamura, Suursaar i Shibayama, 2020). Regiony najbardziej intensywnej cyklogenezy północnego Atlantyku skupione są w okolicach Islandii oraz w południowym regionie Morza Północnego. Największy wpływ na intensywność i prędkość przemieszczania się niżów barycznych docierających z nad Atlantyku nad Bałtyk ma Oscylacja Północnoatlantycka (Suursaar, Kullas i Szava-Kovats, 2009; Jaagus i Suursaar, 2013; Post i Kõuts, 2014), chociaż nie opisuje ona w pełni zmienności niżów tego regionu (Mailier, Stephenson, Ferro i Hodges, 2006). Układy niskiego ciśnienia nasuwające się nad Bałtyk z sektora zachodniego będą miały tendencję do zagęszczania się w czasie i przestrzeni, zarówno na północno-wschodnim Atlantyku jak i nad samym Bałtykiem (Kwiecień, 1987; Mailier i in., 2006; Post i Kõuts, 2014). W szczególnych wypadkach mogą wystąpić jeden po drugim w krótkich odstępach czasu wzmacniając lub osłabiając wpływ silnego wiatru na powierzchnię morza (Post i Kõuts, 2014). Ich największą aktywność obserwuje się w miesiącach zimowych. Niektóre cyklony przemieszczające się nad Bałtyk powstają nad Morzem Śródziemnym i Czarnym. Większość układów niżowych powstaje w promieniu maksymalnie 1000 km od Bałtyku

(Sepp i in., 2018). Obserwowane są również procesy cyklogenezy nad samym Bałtykiem (Sepp, 2009).

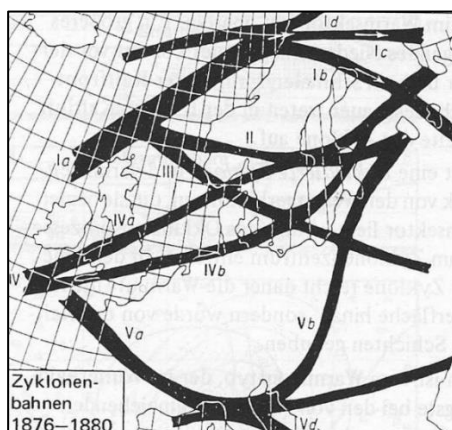
Istnieje szereg wspólnych charakterystyk dla cyklonów przemieszczających się w sąsiedztwie Morza Bałtyckiego. Najsilniejsze wiatry obserwowane są kilkaset kilometrów na prawo od centrum układu niżowego. Innymi słowy, można się ich spodziewać na prawo od kierunku wyznaczonego przez kierunek trajektorii układu niskiego ciśnienia (Jaagus i Suursaar, 2013). Prędkość wiatru, obserwowana w czasie przejścia niżu przez dany obszar, będzie sumą wektorową dwóch prędkości – prędkości wiatru związanej z gradientem ciśnienia oraz prędkości przemieszczania się układu barycznego w stosunku do lądu (Suursaar i Kullas, 2009; Jaagus i Suursaar, 2013). Tempo przemieszczania się niżu warunkuje czas utrzymywania się wiatru z jednego kierunku (Wiśniewska, 1978).

Średnie ciśnienia niżów barycznych związanych z najbardziej dynamicznymi zjawiskami zmieniają się w szerokim zakresie. Średnio ok. 20% cyklonów rejestrowanych na obszarze półkuli północnej ma niższe ciśnienie niż 970 hPa (Gulev, Zolina i Grigoriev, 2001). Kilka przykładów najniższych ciśnień układów niżowych przechodzących w sąsiedztwie Morza Bałtyckiego to 945 mbar w grudniu 1982 roku (Averkiev i Klevanny, 2010), 960–980 hPa w czasie sztormu Gudrun (Suursaar i in., 2006) czy 962 mbar dla sztormów na polskim wybrzeżu (Łomniewski, 1962). Największe notowane prędkości wiatru związane z przechodzącymi przez Bałtyk niżami oscylują w okolicach 30 m/s. W czasie cyklonu Gudrun (Erwin) prędkości wiatru średnio sięgnęły 28–33 m/s (Suursaar i in., 2006), natomiast wiatr przekraczający 20 m/s notowano przez 21 godzin bez przerwy (Averkiev i Klevanny, 2010).

Jednorąf i Malicki, we wstępie do opracowania warunków klimatycznych polskiego wybrzeża, stwierdzają, że ścieżka układu niżowego nie wpływa znacząco na prędkość wiatru – będzie miała natomiast istotny wpływ na jego kierunek i zmienność w czasie (Jednorąf i Malicki, 1987). Ze względu na ukształtowanie Bałtyku, tor przemieszczania się niżu barycznego jest głównym wielkoskalowym czynnikiem determinującym dominujący kierunek wiatru sztormowego w badanej lokalizacji (Jankowska, 1960; Wiśniewska, 1978). Na przykład, w przypadku przejścia ośrodka niżowego torem biegnącym od południowej Szwecji do Finlandii wiatry obserwowane na południowym Bałtyku wieją z sektora zachodniego. Z kolei gdy centrum niżu barycznego znajduje się na południe od Bałtyku, wówczas wiatr sztormowy przyjmuje kierunek NE w południowej części Bałtyku właściwego (Kwiecień, 1987).

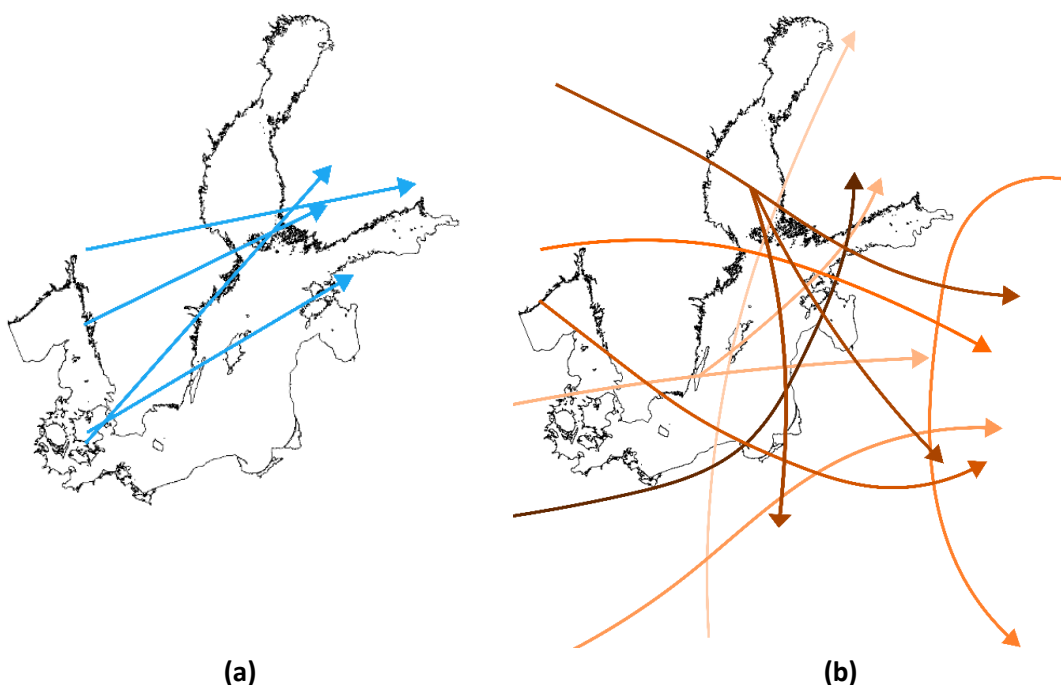
Układy niżowe przechodzące przez obszar Morza Bałtyckiego, między innymi ze względu na różne rejony cyklogenezy, przemieszczają się po różnych trajektoriach. Badania nad ścieżkami układów barycznych przechodzącymi nad Europą prowadzone są już od XIX wieku. Jedną z pierwszych prób opisanie charakterystycznych trajektorii niżów przeprowadził van Bebber, który na podstawie danych z lat 1876–1880 wyróżnił pięć dominujących szlaków przemieszczania się układów barycznych w regionie (van Bebber, 1891 za: Lehmann i in., 2017; Rys. 1.1). Ze względu na znaczny gradient ciśnienia jaki im towarzyszy, przemieszczające się niży baryczne wpływają między innymi na dynamikę takich procesów jak wysokość poziomu morza, wielkość wezbrań sztormowych, wlewy wód słonych z Morza Północnego oraz wysokość i kierunek falowania. Dotychczasowe badania pokazują, że w zależności od rozważanych procesów i rejonu Morza Bałtyckiego, który jest obszarem zainteresowania, inne ścieżki będą wyznaczone jako kluczowe (Jankowska, 1960; Łomniewski, 1962; Kwiecień, 1987; Suursaar, Kullas i Szava-Kovats, 2009; Lehmann i in., 2017). Warto podkreślić, że nawet niż przechodzący poza obszarem Morza

Bałtyckiego, na północ od Zatoki Botnickiej lub też nad środkową i wschodnią Europą może wywoływać silne wiatry, odczuwalne nad południowym Bałtykiem (Majewski, 1987).



Rys. 1.1. Typowe szlaki układów niskiego ciśnienia nad północną Europą wg. van Bebbera (1891); cytowanie za: (Lehmann i in., 2017).

Badania wpływu trajektorii układów barycznych na procesy hydrodynamiczne na Bałtyku w przeważającej części skupiają się na wezbraniach sztormowych i zmianach poziomu morza (Jankowska, 1960; Wiśniewska, 1978; Majewski, 1998; Suursaar, Kullas i Szava-Kovats, 2009; Averkiev i Klevanny, 2010). Poniżej przedstawiono schematyczne rysunki przedstawiające ścieżki istotne dla maksymalnych poziomów morza w Zatoce Fińskiej i na stacji Pärnu (Rys. 1.2, a) oraz wezbrań sztormowych w różnych częściach polskiego wybrzeża (Rys. 1.2, b). Na poniższej ilustracji widoczna jest wspomniana wyżej zależność kluczowych trajektorii układów niżowych od badanej lokalizacji.



Rys. 1.2. Schematycznie przedstawione trajektorie układów niżowych związane z: (a) ekstremalnym poziomem morza w Zatoce Fińskiej za: Averkiev i Klevanny, 2010, zmienione; (b) wezbraniem sztormowymi na polskim wybrzeżu, za: Wiśniewska, 1978, zmienione.

Majewski i inni zidentyfikowali cztery główne typy spiętrzeń sztormowych na polskim wybrzeżu, związane z kierunkami przechodzenia niżowych układów ciśnienia (Majewski i inni, 1983, za: Łabuz, 2021). W późniejszej pracy podkreślają, że ścieżka prowadząca układ niżowy znad Morza Norweskiego przez Półwysep Skandynawski związana jest ze „sztormami przynoszącymi katastrofalne skutki na wybrzeżach Bałtyku” (Majewski, 1998). Jednorał i Malicki pokrótce, w formie rozważań teoretycznych na podstawie znajomości procesów meteorologicznych, przedstawiają kierunek wiatru, jakiego można się spodziewać nad polskim wybrzeżem wraz z przejściem układu niżowego z zachodu na wschód przez Bałtyk południowy oraz północną część Polski (nad lądem). Podobnie jak Wiśniewska, wskazują na to, że najsilniejsze wiatry nad polskim wybrzeżem obserwowane są wtedy, gdy centrum niżu znajduje się nad wschodnim Bałtykiem lub na wschód od niego – na terenie krajów bałtyckich, tj. wtedy gdy przez obszar południowego Bałtyku przejdzie już chłodny front (Wiśniewska, 1978; Jednorał i Malicki, 1987).

W szeroko dostępnej literaturze właściwie nie pojawiają się prace opisujące wpływ trajektorii układów niżowych na wysokość falowania. W skali Bałtyku, wpływ przebiegu trajektorii układu niżowego na pole falowe przedstawiany jest zwykle w pojedynczych przypadkach, opisujących wyjątkowe zjawiska sztormowe (Jednorał i Malicki, 1987; Suursaar i in., 2006; Marsz i Styszyńska, 2010; Pietrek, Jasiński i Winnicki, 2014). Pewne ogólne stwierdzenie prezentują, na podstawie wyników modelowania pola falowego dla lat 1965–2005, Björkqvist i współpracownicy, podając, że wszystkie sztormy na Bałtyku o wysokości fali znacznej powyżej 9 m miały miejsce gdy niż baryczny przechodził przez Bałtyk na północ od Gotlandii. Nie precyzują oni jednak trajektorii przemieszczania się tych układów barycznych (Björkqvist i in., 2018).

Jednym z niewielu opracowań poruszających pośrednio związek rozkładu przestrzennego falowania w zależności od ścieżki niżów barycznych, jest praca Paszkiewicza, w której falowanie Morza Bałtyckiego wyznaczono na podstawie empirycznych estymatorów funkcji rozkładów wysokości i okresu fali. Obliczono w niej średnie elementy fali na obszarze Bałtyku właściwego dla 8 podstawowych kierunków wiatru oraz dla czterech wybranych sztormów, które miały miejsce w latach 1946–1964, a które charakteryzowały się najsilniejszym wiatrem z, kolejno, N, E, S i W. Przedstawione wyniki pokazują zmienność przestrzenną parametrów falowania, również w Zatoce Gdańskiej, w zależności od kierunku wiatru. Zaznacza się wpływ Półwyspu Helskiego na pole falowania wiatrowego. Najgłębiej w Zatokę Gdańską sięgają wysokie fale przy wiatrach północnych. Natomiast nawet sam autor zaznacza, że w sytuacjach gdy układ baryczny wywołujący silny wiatr nie jest w pełni ukształtowany lub przechodząc nad Bałtykiem gwałtownie zmienia kierunek, opracowanie prognozy zmieniającego się pola falowego nie jest oczywiste (Paszkiewicz, 1989). Bezpośrednio związkiem torów przemieszczania się niżów na pole falowania w latach 1953–1960 zajmował się Łomniewski. Według niego „zasadniczą sprawą [dla polskich wybrzeży²] jest droga przemieszczania się centrum niżu”. Wyróżnia on tylko dwa ogólne rodzaje ścieżek związanych z sytuacjami sztormowymi: gdy centrum niżu przemieszcza się na północ lub na południe od polskiego wybrzeża. Zaznacza on jednak, że jest to pewne uogólnienie skomplikowanych sytuacji barycznych obserwowanych w rzeczywistości, tym bardziej złożonych w sytuacji nachodzenia kilku niżów barycznych jeden po drugim nad obszar Morza Bałtyckiego (Łomniewski, 1962).

² W nawiasach kwadratowych – dopisek autorki.

1.5 Analiza empirycznych funkcji ortogonalnych w naukach o Ziemi

Zmieniające się w czasie pola parametrów środowiska, takie jak pola ciśnienia atmosferycznego, wektorowe pola prędkości wiatru czy pola falowania wiatrowego mogą być opisane szeregiem niezależnych, charakterystycznych wzorców przestrzennych (Miętus i von Storch, 1997; Kaihatu, Handler, Marmorino i Shay, 1998). Metodą analizy danych, która pozwala na wyznaczenie tychże wzorców, a tym samym na zwarte opisanie struktury przestrzennej i czasowej badanych parametrów jest analiza składowych głównych (ang. *Principal Component Analysis*, PCA). W oceanografii do wykonania tej analizy wykorzystuje się empiryczne funkcje ortogonalne a samą technikę powszechnie nazywa się również metodą empirycznych funkcji ortogonalnych (ang. *Empirical Orthogonal Functions*, EOF) lub empirycznych funkcji własnych (Thomson i Emery, 2014). Wynikiem analizy EOF jest zbiór wektorów własnych, \mathbf{e}_m , określających zmienność przestrzenną anomalii względem pola średnich wartości badanego parametru oraz zbiór odpowiadających im głównych składowych $P_m(t)$ (ang. *principal components*), czyli szeregów określających ewolucję w czasie stowarzyszonych wzorców przestrzennych (Stopa i Cheung, 2014). Metoda ta zawiera efektywne mechanizmy kompresji danych, co w wielu wypadkach znacząco wpływa na łatwość interpretacji i wyjaśnianie procesów zachodzących w środowisku naturalnym. Celem jest zmniejszenie ilości danych, przy zachowaniu kluczowych informacji (Cieślakiewicz i Graff, 1996). Korzystanie z metody EOF jest szczególnie praktyczne, gdy spodziewamy się, że dynamika danego procesu będzie mogła być reprezentowana przez spójne wzorce przestrzenne (Elken, Nömm i Lagema, 2011; Bierstedt, Hünicke i Zorita, 2015). Kolejne wzorce będą wyjaśniać coraz mniejszy procent całkowitej wariancji badanego parametru (von Storch i Zwiers, 2002), co oznacza, że będą przedstawiać zjawiska rzadkie lub będą wynikiem operacji matematycznych (m.in. wynikających z konieczności spełnienia warunku ortogonalności (Thomson i Emery, 2014)). Należy tu podkreślić, że dopiero wektory własne razem z odpowiadającymi im głównymi składowymi dają pełen obraz zmienności analizowanych danych. Metodę EOF stosuje się powszechnie do pól skalarnych, na przykład ciśnienia atmosferycznego czy temperatury powierzchni morza (Thomson i Emery, 2014). Analiza EOF pola wektorowego, takiego jak pola prędkości wiatru czy prądów morskich jest mniej oczywista. Stosuje się tutaj różne podejścia, m.in. rozkład wektorów prędkości na przepływ horyzontalny i wertykalny (Bierstedt, Hünicke i Zorita, 2015) czy przedstawienie pól wektorowych w formie pól liczb zespolonych (Cieślakiewicz i Graff, 1996).

Pierwsze wzmianki o użyciu tej techniki w dziedzinie nauk o Ziemi pochodzą z lat 50. i 60. ubiegłego wieku (Jankowski, 1993; Kaihatu i in., 1998; Thomson i Emery, 2014). Z powodzeniem zastosowano ją m.in. do analizy zmienności wysokości fali znacznej na Bałtyku (Miętus i von Storch, 1997) i Atlantyku (Bertin, Prouteau i Letetrel, 2013), do opisu zmienności temperatury, zasolenia i gęstości w wybranych punktach Morza Norweskiego (Jankowski, 1993) oraz do wyznaczenia reżimów cyrkulacji wód w Zatoce Fińskiej (Elken, Nömm i Lagema, 2011). Jednym jednak z najczęściej spotykanych zastosowań tej metody jest analiza parametrów meteorologicznych, takich jak prędkość wiatru (Bierstedt, Hünicke i Zorita, 2015; Cieślakiewicz i Graff, 1996) oraz ciśnienia atmosferycznego (Luterbacher i in., 2002). Najafzadeh i współpracownicy zastosowali tę technikę do danych altymetrycznych wysokości fali znacznej na Bałtyku w poszukiwaniu związku między zmiennością falowania a indeksami atmosferycznymi w latach 1992–2015 (Najafzadeh, Kudryavtseva i Soomere, 2021). Z kolei Lehmann i Schimanke wraz ze współautorami szukali charakterystycznych wzorców warunków atmosferycznych sprzyjających

wlewom wód z Morza Północnego (Schimanke, Dieterich i Meier, 2014; Lehmann i in., 2017). Jak wspomniano wcześniej, analiza głównych składowych jest również jedną z metod definiowania wielkoskalowych indeksów atmosferycznych, takich jak NAO czy SCAND (Hurrell, 1995).

Interpretacja wektorów własnych uzyskanych stosując tę analizę do parametrów fizycznych środowiska jest przedmiotem szeroko zakrojonej dyskusji. Wektory własne mogą, lecz nie muszą, przedstawiać zjawisko fizyczne realnie występujące na danym obszarze (Wilson i Adamec, 2001). Więcej niż jeden proces fizyczny może wpływać na zmienność pojedynczego wektora własnego. Z drugiej strony z kolei, dane zjawisko fizyczne może być rozłożone na więcej niż jeden wzorec (Dommenget i Latif, 2002; Thomson i Emery, 2014). Inni badacze sugerują, że kolejne wzorce przestrzenne nie istnieją w oddzieleniu od siebie – a zatem analiza każdego ze wzorców powinna uwzględniać zmienność pozostałych modów (Roundy, 2015; Tremblay, 2001 za: Marsz i Styszyńska, 2006). Tym niemniej, kompresja danych jaka jest wynikiem techniki EOF pozwala wyłonić pewne główne charakterystyki zmienności przestrzennej danego parametru, które ewoluują w czasie zgodnie z amplitudami zawartymi w stowarzyszonych głównych składowych (Miętus, 2002).

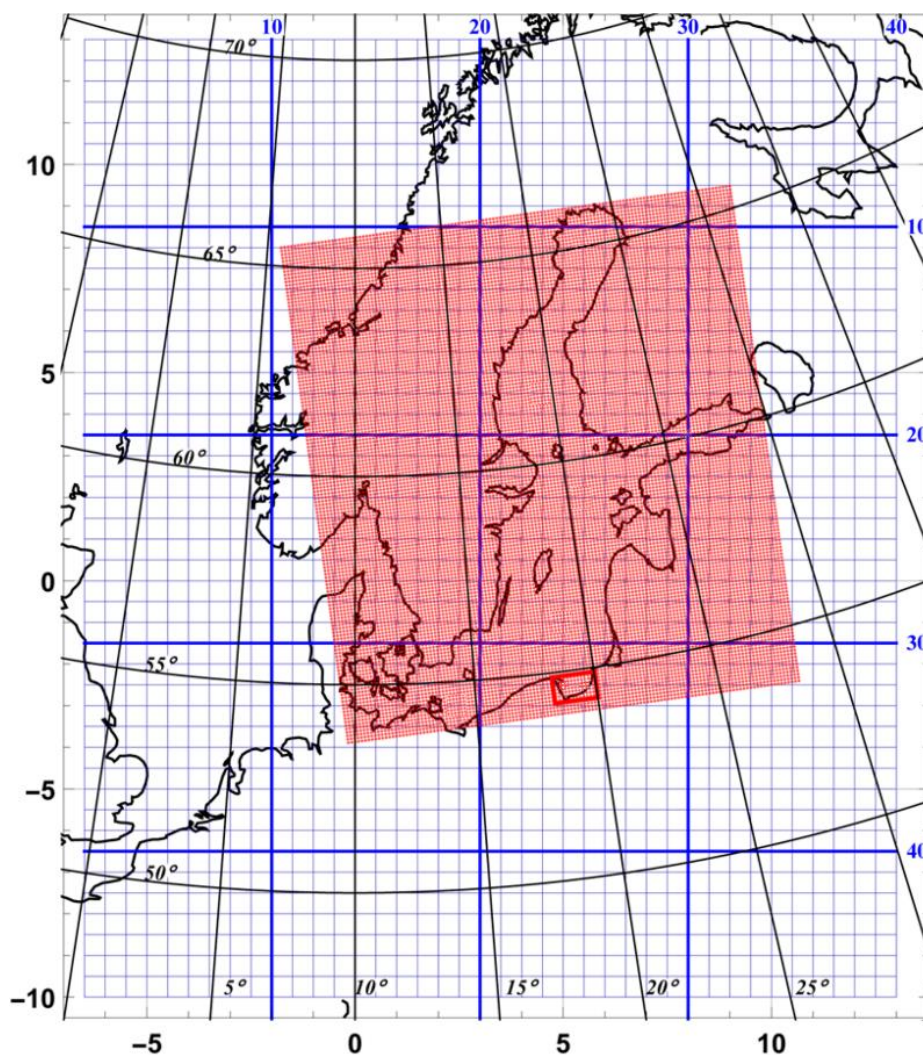
2 Dane i obszar badawczy

W niniejszej rozprawie korzystano z dwóch głównych zestawów danych i szeregu zestawów danych dodatkowych, które pozwoliły na weryfikację uzyskanych wyników. Głównym źródłem danych, na których opiera się ta praca jest projekt HIPOCAS, którego celem było modelowanie retrospektywne pól cyrkulacji, poziomu morza oraz falowania mórz otaczających Europę dla lat 1958–2001. Projekt ten realizowany był przy zaangażowaniu szeregu instytucji, między innymi Uniwersytetu Gdańskiego, w latach 2003–2005 (Cieślikiewicz, Paplińska-Swempel i Soares, 2005; Cieślikiewicz i Paplińska-Swempel, 2008). Szczegółowy opis projektu można znaleźć m.in. w pracy Guedes Soares, Weisse, Carretero i Alvarez, 2002.

2.1 Pola parametrów meteorologicznych

Dane meteorologiczne wykorzystane w niniejszej rozprawie to pola ciśnienia atmosferycznego oraz pola wektorowe prędkości wiatru nad północno-wschodnią Europą dla lat 1958–2001. Pola tych parametrów meteorologicznych zostały wymodelowane przy wykorzystaniu modelu REMO (ang. *REgional Model*) na podstawie reanalizy NCEP (ang. *National Centres for Environmental Prediction*, Kalnay i in., 1996). Szczegółowy opis przeprowadzonego modelowania można znaleźć w pracach: Jacob i Podzun, 1997; von Storch, Langenberg i Feser, 2000; Feser, Weisse i von Storch, 2001. Pola ciśnienia atmosferycznego i wektorowe pola prędkości wiatru mają 1-godzinny krok czasowy i pokrywają Europę oraz północno-wschodni Atlantyk siatką o rozdzielczości $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. Do analiz wykonanych w tej pracy wykorzystano podzbiór tego zestawu danych, którego zakres przestrzenny przedstawiony jest na Rys. 2.1. W dalszych rozdziałach obszar ten będzie nazywany jako „obszar REMO”.

Ponadto, w wybranych punktach w Zatoce Gdańskiej korzystano prędkości i kierunku wiatru, pochodzących z wyżej opisanego zestawu danych i przeskalowanych na siatkę o rozdzielczości $5' \times 5'$.



Rys. 2.1. Siatka danych meteorologicznych REMO (siatka niebieska) z nałożoną siatką modelu falowania wiatrowego WAM (czerwone punkty). Obie siatki są przedstawione w obróconych współrzędnych sferycznych (o wartościach umieszczonych na zewnątrz rysunku). Zatoka Gdańska zaznaczona jest czerwonym prostokątem.

2.2 Pola falowania wiatrowego

Drugim zestawem danych, na którym opiera się niniejsza praca, są wyniki modelowania numerycznego falowania wiatrowego dla Morza Bałtyckiego. Modelowanie zostało przeprowadzone na Uniwersytecie Gdańskim za pomocą modelu WAM (ang. *WAVE Model*, WAMDI Group, 1988). Szczegółowy opis modelowania oraz ustawień modelu można znaleźć w (Cieślakiewicz, Paplińska-Swerpel i Soares, 2005; Cieślakiewicz i Paplińska-Swerpel, 2008). Poniżej zostanie przedstawiony pokrótce opis modelu WAM oraz źródła danych wejściowych i najważniejsze parametry modelowanych danych.

2.2.1 Opis modelu WAM

Model WAM jest prognostycznym modelem falowania wiatrowego trzeciej generacji, który powstał w latach 80. ubiegłego wieku w ramach prac grupy WAMDI (ang. *WAVE Model Development and Implementation Group*) działającej w Instytucie Meteorologii Maxa Plancka w Hamburgu. Model ten jest powszechnie wykorzystywany do modelowania zmienności czasowej i

przestrzennej pól falowych (Cieřlikiewicz i Herman, 2001; Tuomi, Kahma i Pettersson, 2011; Soomere i Räämet, 2014; Cieřlikiewicz, Dudkowska, Gic-Grusza i Jędrasik, 2017). Kod modelu jest publicznie dostępny do wykorzystania za zgodą autorów. Ostatnią wersją programu jest wersja WAM 4.7, jednak do generacji danych falowych wykorzystanych w tej pracy została użyta wersja WAM Cycle 4, która w czasie realizacji projektu HIPOCAS była wersją najnowszą. Szczegółowy opis działania modelu WAM można znaleźć między innymi w następujących pracach: Komen i in., 1994; Cieřlikiewicz i Herman, 2001; Janssen i Bidlot, 2018. Poniżej zostaną podane jedynie najważniejsze pojęcia.

Podstawą tego i innych modeli falowania trzeciej generacji jest modelowanie częstotliwościowo-kierunkowego widma energii falowej $\hat{F}(\sigma, \theta)$. W wyrażeniu tym σ oznacza częstotliwość właściwą fali składowej (obserwowaną w układzie poruszającym się z częstotliwością prędkości prądu, jeśli jest on obecny) a θ oznacza kierunek propagacji fali składowej. Gęstość widmowa opisuje losowe pole wzniesień powierzchni swobodnej $\zeta(\mathbf{x}, t)$, gdzie $\mathbf{x} = [x_1, x_2]$ to położenie na płaszczyźnie horyzontalnej, a t to czas. Niech liczba falowa będzie zdefiniowana jako \mathbf{k} na płaszczyźnie \mathbf{k} w biegunowym układzie współrzędnych (k, θ) , gdzie $k = |\mathbf{k}|$. Wtedy częstotliwość właściwa σ spełnia związek dyspersyjny: $\sigma^2 = gk \tan kh$, przy czym g to przyspieszenie ziemskie, a h reprezentuje głębokość wody. W obecności prądu wyróżnia się częstotliwość bezwzględną ω obserwowaną w układzie nieruchomym, różną od σ . Obecność prądu sprawi, że w układzie wystąpi przesunięcie częstotliwości między ω a σ związane z efektem Dopplera. W podanych w niniejszej pracy definicjach wykorzystywana jest częstotliwość właściwa, ponieważ jej związek z liczbą falową k nie zmienia się w obecności pola prądowego, w przeciwieństwie do częstotliwości bezwzględnej ω .

Wprowadzone wyżej widmo częstotliwościowo-kierunkowe może być poddane całkowaniu w pełnym zakresie kątów lub częstotliwości co prowadzi do otrzymania, odpowiednio, widma częstotliwościowego $S(\sigma)$ lub widma kierunkowego $S(\theta)$. Widmo częstotliwościowe można zdefiniować następująco:

$$S(\sigma) = \int_{-\pi}^{\pi} \hat{F}(\sigma, \theta) d\theta \quad (2.1)$$

Korzystając z widma częstotliwościowego można wyznaczyć momenty spektralne gęstości widmowej. Za ich pomocą przedstawiane są całkowite parametry falowania wiatrowego, takie jak wysokość fali znacznej H_s czy średni kierunek propagacji fali θ_0 , będące najważniejszymi parametrami statystycznymi, które charakteryzują losowe pole falowania wiatrowego. Moment spektralny m_n n -tego rzędu będzie definiowany w sposób następujący:

$$m_n = \int_0^{\infty} \sigma^n S(\sigma) d\sigma \quad (2.2)$$

Poniżej zdefiniowane zostaną kolejno następujące całkowite parametry falowania: wysokość fali znacznej H_s [m] (2.3), średni okres fali T_z (średni okres *up- i down-crossing*) [s] (2.4), oraz średni kierunek propagacji fali θ_0 [rad] (2.5):

$$H_s = H_{m_0} = 4\sqrt{m_0} = 4 \sqrt{\int_0^{\infty} S(\sigma) d\sigma} \quad (2.3)$$

$$T_z = T_{m_2} = 2\pi \sqrt{\frac{m_0}{m_2}} \quad (2.4)$$

$$\theta_0 = \tan^{-1} \left(\frac{\int_{-\pi}^{\pi} \int_0^{\infty} \sin \theta \hat{F}(\sigma, \theta) d\sigma d\theta}{\int_{-\pi}^{\pi} \int_0^{\infty} \cos \theta \hat{F}(\sigma, \theta) d\sigma d\theta} \right) \quad (2.5)$$

Model WAM oblicza częstotliwościowo-kierunkowe widmo energii falowej na podstawie spektralnego równania transportu energii. W przeciwieństwie do starszych modeli, model WAM rozwiązuje to równanie bez założeń co do kształtu widma. Równanie transportu energii opisuje ewolucję widma częstotliwościowego w czasie i przestrzeni, kontrolowaną poprzez szereg procesów fizycznych. Procesy te opisane są funkcjami źródłowymi i determinują przepływ energii między sfalowaną powierzchnią a otoczeniem oraz między kolejnymi składowymi częstotliwościowymi widma.

Równanie transportu energii, rozwiązywane przez WAM, może być zapisane jako równanie zachowania działania falowego. Samo działanie falowe $N(\sigma, \theta; \mathbf{x}, t)$ jest zdefiniowane przez gęstość energii falowej $\hat{F}(\sigma, \theta; \mathbf{x}, t)$ w sposób następujący:

$$N(\sigma, \theta; \mathbf{x}, t) = \hat{F}(\sigma, \theta; \mathbf{x}, t) / \sigma \quad (2.6)$$

A zatem równanie zachowania działania falowego będzie miało następującą postać:

$$\frac{\partial}{\partial t} N + \nabla \cdot (\mathbf{C}_g N) + \frac{\partial}{\partial \sigma} (c_\sigma N) + \frac{\partial}{\partial \theta} (c_\theta N) = \frac{D}{\sigma} \quad (2.7)$$

Równanie bilansu energii zapisane przy pomocy widma energetycznego, w obecności prądów posiada dodatkowe człony opisujące wzajemne oddziaływanie fal i prądów. Można zatem powiedzieć, że równanie zachowania działania falowego jest najbardziej elegancką formą zasady zachowania energii falowej, ponieważ jest ważne także w obecności prądów.

Kolejne elementy po lewej stronie równania opisują lokalną prędkość zmian spektralnej gęstości działania falowego oraz jej transport w przestrzeniach geograficznej, z prędkością grupową \mathbf{C}_g i spektralnej, w dziedzinie częstotliwości i kierunków.

Po prawej stronie równania znajduje się człon źródłowy D/σ . Reprezentuje on mechanizmy związane z przekazywaniem energii pomiędzy atmosferą a powierzchnią morza. Są to takie procesy jak transport pędu i energii związany z działaniem wiatru, dyssypacja energii fal załamujących się na głębokiej wodzie (ang. *whitecapping*) oraz transfer energii między składowymi falowymi w wyniku oddziaływań nieliniowych. Pod wpływem działania tych funkcji, widmo energii falowej ulega zmianom.

2.2.2 Parametry modelu WAM

Modelowanie wykonano na prostokątnych siatkach w sferycznym układzie obróconych współrzędnych (Rys. 2.1). Rozdzielczość przestrzenna siatki WAM danych używanych w tej pracy, to 5'x5', co daje w przybliżeniu 5 Mm (mile morskie, 1 Mm = 1.852 km) w obszarze modelowanym. Współrzędne zostały obrócone w taki sposób, że nowy równik znajduje się nad centrum modelowanego obszaru, a punkt o współrzędnych 56.00°N, 19.30°E, w układzie obróconym, staje się punktem 0.00°N, 0.00°E. Pozwala to uzyskać minimalne zniekształcenie skali przestrzennej. Ponieważ rozdzielczość siatki, na której modelowane były dane meteorologiczne jest mniejsza od rozdzielczości siatek wykorzystywanych w modelowaniu falowania wiatrowego, konieczne było przeprowadzenie interpolacji danych wiatrowych na siatkę pięciomilową.

Model uruchomiono korzystając z szeregu danych wejściowych. Pola prędkości wiatru, będące podzbiorem opisanych wyżej danych meteorologicznych pochodzących z modelu REMO, zostały

udostępnione przez Centrum Badań Hereon (niem. *Helmholtz-Zentrum Hereon GmbH*, dawniej *Forschungszentrum Geesthacht GmbH, GKSS*). Dane batymetryczne zapewnił Instytut Badania Morza Bałtyckiego (niem. *Institut für Osteseeforschung*) w Warnemünde (Seifert i Kayser, 1995). Wielkość pokrywy lodowej została przygotowana na podstawie zestawów danych z kilku źródeł: Federalnej Agencji Morskiej i Hydrograficznej Niemiec (niem. *Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie*) oraz Fińskiego Instytutu Badań Morza (fin. *Merentutkimuslaitos*). Na podstawie tych danych, przy zadanych polach prądów, przeprowadzono modelowanie pól falowych dla całego Morza Bałtyckiego.

Parametry całkowite, będące parametrami wyjściowymi, obliczone zostały w każdym punkcie siatki obliczeniowej znajdującym się nad obszarem wodnym (tzw. punkty morskie), to jest w 5209 punktach. Rozdzielczość częstotliwościowa danych wyjściowych to 25 częstotliwości w zakresie od 0.050545 Hz do 0.497855 Hz i odpowiadające im okresy fali w zakresie 2 s do 19.8 s. Rozdzielczość kierunkowa wynosi 15°. Parametry całkowite, które będą dalej wykorzystywane w pracy to wysokość fali znacznej H_s , średni okres fali T_z oraz średni kierunek propagacji fali θ_0 .

W ramach projektu HIPOCAS wyniki modelu zostały poddane walidacji, której wyniki charakteryzują się zadowalającą zgodnością. Błąd modelu (ang. *bias*) w odniesieniu do danych pomiarowych z boi falowej umieszczonej w Lubiatowie (54.85°N, 17.80°E) wynosi 1 cm (Cieślikiewicz i Paplińska-Swepel, 2008). Inni badacze potwierdzają, że model WAM daje realistyczne wartości losowych pól falowania wiatrowego na Morzu Bałtyckim, jeśli spełniony jest warunek homogenicznych w czasie pól wiatru (Tuomi, Kahma i Pettersson, 2011). Największe niepewności związane z dokładnością modelu WAM pojawiają się w przypadku najbardziej ekstremalnych wartości, które mogą być przeszacowane (Cieślikiewicz i Paplińska-Swepel, 2008) lub niedoszacowane (Soomere i Räämet, 2011b; Tuomi, Kahma i Pettersson, 2011).

Zestaw danych falowania wiatrowego na Bałtyku pochodzący z projektu HIPOCAS powstał na początku XX wieku, przy użyciu najnowocześniejszych wtedy rozwiązań i najbardziej dokładnej siatki. Nie da się jednak ukryć, że w obecnej chwili jest to stosunkowo stary zestaw danych. Mimo to jego wyniki pozostają aktualne – uzyskane w ramach projektu HIPOCAS wartości parametrów meteorologicznych są porównywalne z wynikami bardziej współczesnych reanaliz pól prędkości wiatru (Campos i Guedes Soares, 2017). Ponadto jego siłą jest fakt, że jest to spójny, homogeniczny zestaw danych obejmujący stosunkowo długi okres obejmujący 44 lata. Pozwala to na badanie zmienności w czasie szeregu parametrów bez obaw, że będzie ona wynikać np. ze zmiany użytych instrumentów badawczych. Ponadto jego analiza umożliwi prezentację zmienności parametrów falowania wiatrowego mogącą służyć jako punkt odniesienia do określenia tempa zmian obserwowanych współcześnie.

Dane falowania wiatrowego na Bałtyku pochodzące z projektu HIPOCAS znajdują ponadto szerokie zastosowanie w wielu aspektach badań klimatu falowego. Podstawowe statystyki całkowitych parametrów falowania dla całego Morza Bałtyckiego będące wynikiem projektu zostały przedstawione w następującej pracy: Cieślikiewicz, Paplińska-Swepel i Soares, 2005. Korzystając z tego zestawu danych, Różyński wskazał na istnienie pozytywnej korelacji między wysokościami fali znacznej nad polskich wodach w miesiącach zimowych a indeksem atmosferycznym NAO (Różyński, 2010a). Bardziej współcześnie, dane te zostały również wykorzystane m.in. jako tło do prognozowania wpływu zmian charakterystyk falowania na erozję Półwyspu Helskiego do końca trwającego stulecia (Cerkowniak, Ostrowski i Szmytkiewicz, 2015), do analizy prądów przydennych w Zatoce Gdańskiej (Cieślikiewicz i in., 2017) oraz do analizy ekstremalnego falowania i wysokości fali stuletniej w badaniach środowiskowych prowadzonych przy inwestycji związanej z przekopem

Mierzei Wiślanej (Szymtkiewicz i in., 2017). Z kolei dane metrologiczne, które powstały w ramach projektu posłużyły za podstawy badań zmienności pola prądów na Bałtyku (Jędrasik i Kowalewski, 2019) a także jako dane wejściowe modelowania pola falowania wiatrowego m.in. na Morzu Śródziemnym (Cañellas i in., 2010). Według wiedzy autorki dane z projektu HIPOCAS nie zostały dotychczas wykorzystane do podobnych badań, jak te, których wyniki przedstawione zostaną w niniejszej pracy.

2.3 Dane pomiarowe parametrów meteorologicznych

W pracy wykorzystano również szereg zestawów danych meteorologicznych, głównie w celu umieszczenia uzyskiwanych wyników w szerszym kontekście. W tym celu skorzystano z wartości ciśnienia atmosferycznego oraz prędkości wiatru mierzonych na stacjach meteorologicznych przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej Państwowy Instytut Badawczy (IMGW-PIB). Pomiaru udostępniane są przez IMGW-PIB na stronie:

https://danepubliczne.imgw.pl/data/dane_pomiarowo_obserwacyjne/dane_meteorologiczne/miesieczne/synop/.

Dla części ze stacji dane meteorologiczne rozpoczynają się od 1960 roku, w związku z czym dane ze wszystkich stacji przycięto do okresu 1960–2001. W tabeli poniżej znajduje się lista stacji wraz z ich położeniem w analizowanym okresie (Tabela 2.1.).

Tabela 2.1. Położenie stacji IMGW-PIB, na których rejestrowano dane meteorologiczne na polskim wybrzeżu w latach 1958–2001. Podano współrzędne stacji w odpowiednim okresie badawczym.

Nazwa stacji	Współrzędne geograficzne	Zmiana położenia stacji
Świnoujście	53°55'22" N, 14°14'28" E	
Kołobrzeg	54°10'57" N, 15°34'47" E	
Ustka	54°35' N, 16°52' E	przeniesienie stacji o ok. 400 m w kierunku NW (11.1997)
	54°35'18" N, 16°51'15" E	
Łeba	54°46' N, 17°34' E	Przeniesienie stacji o ok. 2 km w kierunku WSW (07.1972)
	54°45'13" N, 17°32'05" E	
Hel	54°36'13" N, 18°48'43" E	
Gdańsk	54°23' N, 18°36' E	przeniesienie stacji związane z przeniesieniem portu lotniczego Gdańsk-Wrzeszcz do Gdańska-Rębiechowo (04.1974)

Stacje badawcze położone są na lądzie, na różnych wysokościach, w niektórych wypadkach w trakcie dokonywania pomiarów najprawdopodobniej były otoczone drzewami. Mimo to nie stosowano żadnej korekty możliwych zniekształceń prędkości i kierunków wiatru ze względu na brak dostępnych szczegółowych danych na temat otoczenia każdej ze stacji w kolejnych latach. Dane wiatrowe ze stacji lądowych z powodzeniem były wykorzystywane do oceny warunków meteorologicznych u polskiego wybrzeża, przy założeniu, że „dane wiatrowe są mniej więcej jednoznaczne dla strefy brzegowej” (Łomniewski, 1962).

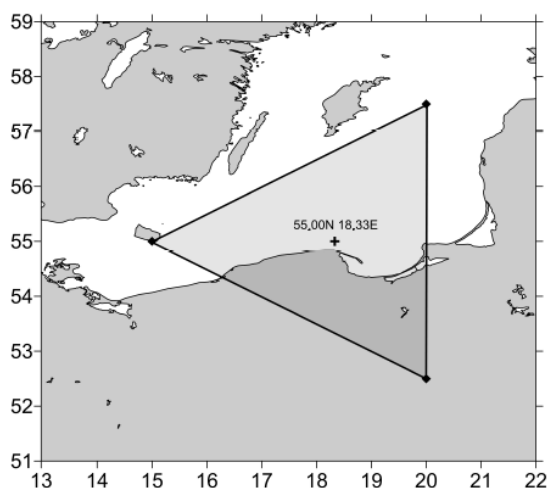
Dzięki uprzejmości Estońskiej Agencji Środowiska (est. *Keskkonnaagentuur*) uzyskano dostęp do danych o prędkości i kierunku wiatru dla lat 1958–2001 na wybranych stacjach położonych na estońskim wybrzeżu (Tabela 2.2). Opis danych (oryginalnie w języku angielskim, tłumaczenie

własne autorki pracy w tabeli poniżej) został udostępniony razem z danymi. Dane ani opis nie zawierały informacji o ewentualnych brakach w danych lub flagach oznaczających błędny pomiar. W związku z tym należy je traktować z pewną ostrożnością i jedynie jako dające pewien ogólny obraz warunków wiatrowych na estońskim wybrzeżu.

Tabela 2.2. Opis punktów, na których rejestrowano dane prędkości i kierunku wiatru na zachodnim wybrzeżu Estonii w latach 1958–2001.

Nawa stacji	Położenie stacji	Uwagi
Vilsandi	58° 23' N, 21° 49' E	Od 02.06.1950 do 31.10.1976 wiatrowskaz (typu „heavy plate”), wysokość nad ziemią 13 m. Od 01.11.1976 anemorumbometr M-63M-1, wysokość nad ziemią 10.2 m.
Ristna	58° 55' N, 22° 04' E	Od sierpnia 1958 do 07.10.1971 wiatromierz (typu „heavy plate”), wysokość nad ziemią 12.8 m. Od 07.10.1971 do 21.11.1971 wiatromierz (typu „light plate”), wysokość nad ziemią 12.8 m. Od 22.11.1971 anemorumbometr M-63M-1, wysokość nad ziemią 10.2 m.

W niniejszej pracy wykorzystano również wartości prędkości wiatru geostroficznego wyznaczone przez pracowników Katedry Meteorologii i Klimatologii Uniwersytetu Gdańskiego na podstawie wartości ciśnienia atmosferycznego z reanalizy NCEP. Dane te udostępniane są na stronie internetowej: https://klimat.ug.edu.pl/?page_id=2306 (Marosz, 2017). Dane mają krok czasowy 6 godzin i obejmują okres 1951–2014, który przycięto do okresu analizowanego w niniejszej pracy. Następnie zostały one uśrednione aby uzyskać średnie miesięczne. Prędkości wiatru wyznaczono dla punktu na południowym Bałtyku (Rys. 2.2).



Rys. 2.2. Punkt zaczepienia wektora wiatru geostroficznego (krzyżyk, 55.00°N, 18.33°E) wraz z punktami źródłowymi ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza (wierzchołki trójkąta) dla lat 1951–2014; za: Marosz, 2017, zmienione.

2.4 Wielkoskalowe indeksy atmosferyczne

Kolejnym pomniejszym zestawem danych wykorzystanym w niniejszej pracy są wartości indeksów cyrkulacji atmosferycznej udostępniane przez CPC NOAA (Centrum Predykcji Klimatu NOAA, ang. *Climate Prediction Center*) w formie średnich miesięcznych wartości kolejnych indeksów. Ich wartości zostały wyznaczone przy pomocy analizy obróconych głównych składowych zastosowanej do pól anomalii powierzchni izobarycznej 500 hPa, przy pomocy techniki zaproponowanej przez Barnstona i Livezey'a (1987, za: NOAA Climate Prediction Center, 2012). Wartości indeksów AO, NAO, EA, EA/WR oraz SCAND zostały udostępnione na stronie <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/>. Ze względu na to, że indeks NAO jest przedstawiany jako wskaźnik z największym wpływem na cyrkulację atmosferyczną nad obszarem Morza Bałtyckiego (Andersson, 2002), sięgnięto również po jego wartości wyznaczone na podstawie standaryzowanej różnicy ciśnienia między stacją meteorologiczną w Reykjavíku (Islandia) i Ponta Delgada (na Azorach). Te wartości indeksu NAO pobrano ze strony:

<https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/nao/> (Jones, Jónsson i Wheeler, 1997). Ze względu na to, że pobrane dane charakteryzują się dokładnością do 3 miejsc po przecinku, ten indeks będzie nazywany jako NAO-3, natomiast wartości indeksu udostępnione przez CPC będą w dalszej części pracy nazywane NAO-1. Współczynnik korelacji Spearmana między NAO-1 a NAO-3 wynosi $r = 0.61$ i jest istotny statystycznie (na poziomie wartości współczynnika $p < 0.05$). Wartości wszystkich indeksów obejmują dłuższy okres niż analizowany w niniejszej pracy i zostały przycięte do lat 1958–2001.

Ponadto wyznaczono wartości indeksu bałtyckiego, BSI (ang. *Baltic Sea Index*), korzystając z pracy Lehmana i współpracowników (2002). W tym celu pobrano średnie miesięczne wartości ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza dla stacji meteorologicznych w Oslo i w Szczecinie. Dane z Oslo udostępniane są przez Norweski Instytut Meteorologiczny (norw. *Meteorologisk institutt*) na stronie <https://www.met.no/en/free-meteorological-data>. Z kolei wartości ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza dla Szczecina pobrano ze strony IMGW-PIB, tak jak wspomniane w poprzednim podrozdziale pozostałe dane meteorologiczne dla polskiego wybrzeża. Dane ze stacji w Szczecinie obejmują okres 1960–2001, w związku z tym dane z Oslo, obejmujące dłuższy okres, zostały odpowiednio skrócone. Wartości ciśnienia w obu lokalizacjach zostały znormalizowane. Następnie wyznaczono wartości współczynnika BSI dla każdego miesiąca (równanie (2.8)), gdzie p_N to znormalizowane wartości ciśnień z danego punktu.

$$BSI = p_{N_{Szczecin}} - p_{N_{Oslo}} \quad (2.8)$$

2.5 Opis obszaru badawczego

W niniejszej pracy rozważany jest obszar północnej Europy, ograniczony przez zakres przestrzenny dostępnych danych meteorologicznych (Rys. 2.1), w którym badane są pola ciśnienia atmosferycznego i prędkości wiatru oraz Zatoka Gdańska (Rys. 2.3), która jest obszarem zainteresowania pod względem zmienności falowania wiatrowego.

Morze Bałtyckie jest wyjątkowym zbiornikiem wodnym, łączącym w sobie cechy dużego jeziora, estuarium i małego oceanu (Zespół autorów BACC II, 2015). Wielkość pływów jest właściwie pomijalna (Lass i Matthaus, 2008). Linia brzegowa Bałtyku, złożona z szeregu większych i mniejszych zatok z wyspami i półwyspami, otwartych na zróżnicowany zakres kierunków wiatru, jest jednym z jego najbardziej fundamentalnych atrybutów, który wpływa na zmienność szeregu

procesów hydrodynamicznych (Alenius, Myrberg i Nekrasov, 1998; Soomere, 2005). Z kolei kształt Cieśnin Duńskich i podwodne progi ograniczają kontakt Bałtyku z wodami Wszechocanu (Leppäranta i Myrberg, 2008). Dynamika procesów jakie zachodzą w Morzu Bałtyckim jest przez to uważana za bardziej skomplikowaną niż innych zbiorników wodnych o podobnym rozmiarze (Alenius, Myrberg i Nekrasov, 1998).

Morze Bałtyckie można podzielić na szereg mniejszych obszarów, których liczba i granice zmieniają się w zależności od rodzaju prowadzonych badań (Augustowski, 1987; Wolski, 2017). W niniejszej pracy wyróżniono Bałtyk właściwy, zdefiniowany na podstawie podziału według Komisji Helsińskiej – HELCOM (HELCOM, 2022). Bałtyk właściwy jest ograniczony Cieśninami Duńskimi na zachodzie, wejściem do Zatok Ryskiej i Fińskiej na wschodzie oraz Morzem Alandzkim i Morzem Archipelagu na północy. Częścią Bałtyku właściwego jest Bałtyk południowy, którego północna granica również jest wyznaczana umownie. W tej pracy przyjęto, że jest to obszar ograniczony od północy linią łączącą przylądek Torhamn (na wschód od Karlskrony) z Kłajpedą (Augustowski, 1987) a w pozostałych kierunkach jego granice pokrywają się z granicami Bałtyku właściwego.

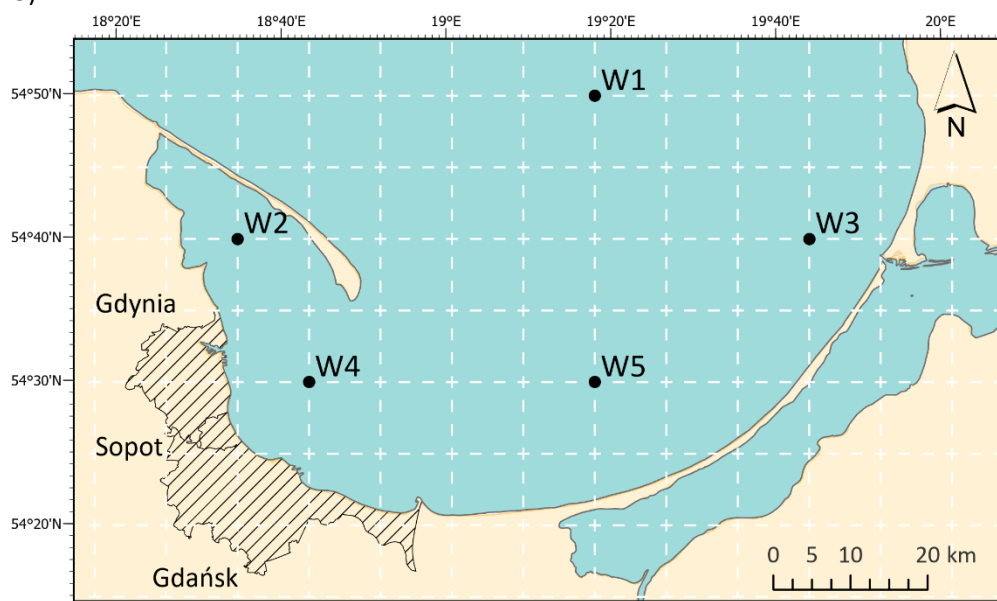
Jednym z najbardziej charakterystycznych elementów Bałtyku południowego jest Zatoka Gdańska. Położona we wschodniej części polskiego wybrzeża Morza Bałtyckiego, ma powierzchnię 5850 km² i średnią głębokość 57 m. Jej najgłębsza część – Głębia Gdańska (118 m) – łączy Zatokę Gdańską z południową częścią Bałtyku właściwego. Za północną granicę Zatoki Gdańskiej, w obliczu braku naturalnych granic, przyjmuje się linię łączącą przylądek Rozewie z przylądkiem Taran na Półwyspie Sambii (Majewski, 1990). Szerokie otwarcie centralnej i wschodniej części Zatoki Gdańskiej w kierunku Basenu Gotlandzkiego pozwala na oddziaływanie w niej wód otwartego morza. Wybrzeże zatoki charakteryzuje się piaszczystymi, łagodnymi brzegami narażonymi na destrukcyjne działanie fal wiatrowych (Cerkowniak, Ostrowski i Szmytkiewicz, 2015). Na zachodnim brzegu Zatoki Gdańskiej część wybrzeża stanowią gliniaste klify, m.in. Klif Orłowski i Klif Oksywski. Na południowym wybrzeżu znajduje się depresja (Żuławy Wiślane) i delta Wisły. Wschodnie wybrzeże zajęte jest przez Zalew Wiślany – relatywnie płytki zbiornik wodny oddzielony od pozostałej części Zatoki Gdańskiej wąską, wydumą Mierzeją Wiślaną. Na zachodnim wybrzeżu Zatoki Gdańskiej znajdują się dwa z trzech największych portów przeladunkowych w Polsce (Gdańsk i Gdynia). Cały obszar zatoki jest bardzo silnie eksploatowanym ośrodkiem turystycznym. W czasie surowych zim część lub cała Zatoka Gdańska może być pokryta lodem morskim (Majewski, 1987), przeważnie w początkowych postaciach lodu lub w formie kry (Stanisławczyk, 2005).

Najbardziej charakterystycznym elementem zatoki jest Półwysep Helski, oddzielający płytą Zatokę Pucką od właściwej części Zatoki Gdańskiej. Jest to długi (32–35 km), wąski (200–2800 m) piaszczysty półwysep, o niewielkiej wysokości (5–6 m n.p.m.), który narażony jest na szereg zagrożeń hydrologicznych, takich jak wezbrania sztormowe czy wysokie falowanie rozchodzące się z sektora NW-NE (Cerkowniak, Ostrowski i Szmytkiewicz, 2015). Granica Zatoki Puckiej wyznaczona jest przez umowną linię łączącą Cypel Helski z Przylądkiem Orłowskim. W obrębie Zatoki Puckiej dodatkowo można wydzielić wewnętrzną Zatokę Pucką (Zalew Pucki), oddzieloną od pozostałej części Zatoki Gdańskiej piaszczystą mielizną (Rybitwią Melizną) i Cyplem Rewskim (Majewski, 1990; Uścińowicz, 1997). Półwysep Helski osłania zachodnią część Zatoki Gdańskiej przed działaniem wiatrów z kierunków północnych. Wraz z Rybitwią Mielizną oraz płycznami występującymi po wewnętrznej stronie Półwyspu Helskiego będzie miał istotny wpływ na propagację falowania (Cieślakiewicz i Herman, 2001). Poza Zatoką Pucką spadek głębokości na obszarze Zatoki Gdańskiej następuje stosunkowo regularnie (Majewski, 1990).

W dalszej części pracy zmienność przestrzenna całkowitych parametrów falowania zostanie przedstawiona na ilustracjach podobnych do Rys. 2.3. Obszar Trójmiasta (zaznaczony szrafem) oraz siatka modelu WAM (białe, przerywane linie) pojawi się na każdej z nich i w związku z tym nie będzie podpisany na każdej ilustracji. Siatka będzie przedstawiona szarą, przerywaną linią.

2.5.1 Wybór reprezentatywnych punktów badawczych

Z obszaru Zatoki Gdańskiej wybrano pięć punktów, równocześnie będących punktami siatki obliczeniowej modelu WAM, które, jak można przypuszczać, reprezentują różne warunki falowe (Rys. 2.3).



Rys. 2.3. Zatoka Gdańska. Zaznaczono punkty wybrane do dalszych analiz (W1–W5) oraz siatkę modelu (biała, przerywana linia). Szrafem zaznaczono obszar Trójmiasta.

Punkt W1 reprezentuje część Zatoki Gdańskiej otwartą na wszystkie kierunki wiatru. W2 to punkt najbardziej osłonięty przed działaniem wiatru, szczególnie z kierunków N i W. Punkt W3 został wybrany jako porównanie dla punktu W1 i jako reprezentacja warunków we wschodniej części Zatoki Gdańskiej. Punkty W4 i W5 reprezentują centralną część zatoki. Pole falowania wiatrowego w punkcie W4 najprawdopodobniej znajduje się częściowo pod wpływem Półwyspu Helskiego.

Współrzędne geograficzne, współrzędne układu obróconego oraz współrzędne siatki WAM wybranych punktów znajdują się poniżej (Tabela 2.3).

Tabela 2.3. Współrzędne wybranych punktów w Zatoce Gdańskiej.

Punkt	Współrzędne geograficzne	Obrócone współrzędne WAM	Współrzędne siatki WAM
W1	54.8333° N, 19.3000° E	0.0000, -1.166(6)	69, 135
W2	54.6645° N, 18.5798° E	-0.416(6), -1.333(3)	64, 137
W3	54.6666° N, 19.7322° E	0.2500, -1.333(3)	72, 137
W4	54.4986° N, 18.7262° E	-0.333(3), -1.5000	65, 139
W5	54.5000° N, 19.3000° E	0.0000, -1.5000	69, 139

3 Metody

3.1 Analiza statystyczna

Analiza parametrów falowania wiatrowego została dokonana przy pomocy klasycznych miar statystycznych: średniej, maksimum, odchylenia standardowego oraz percentyli: 90, 95, 99 i w kilku wypadkach: 99.9. Minimalne wartości tych parametrów zostały określone w czasie modelowania numerycznego w ustawieniach modelu WAM, w związku z czym nie przedstawiano ich w niniejszej pracy. Przeprowadzono kierunkową analizę częstotliwościową zarówno dla średniego kierunku propagacji falowania jak i dla kierunku wiatru i przedstawiono jej wyniki w formie tzw. „róży”.

Badając zmienność wieloletnią średnich, maksymalnych oraz 99 percentyla H_s i T_z przeprowadzono analizę regresji liniowej. Wyznaczono trend liniowy dla wybranych lokalizacji Zatoki Gdańskiej. Jego istotność statystyczna została potwierdzona za pomocą dwustronnego testu *t-Studenta*. Informacja o istotności trendu na zadanym poziomie istotności jest dostarczana przez program MATLAB automatycznie w trakcie wyliczania współczynników kierunkowych równania trendu liniowego. Istotność statystyczna wszystkich statystyk, do których to pojęcie miało zastosowanie, została określona na poziomie 95% (wartość $p < 0.05$).

Ważną częścią pracy jest wybór zjawisk sztormowych, charakteryzujących się szczególnie wysokim falowaniem. Ze względu na konieczność nadania specyficznego kontekstu wyborowi tych zjawisk, szczegółowy opis techniki wyboru jaką przyjęto w niniejszej pracy, znajduje się w rozdziale 4.4.1.1. W rozdziale 4.4.3 zostanie przedstawiona metodologia wyznaczenia trajektorii jakimi poruszały się układy niskiego ciśnienia związane z omawianymi zjawiskami sztormowymi.

Zmienność przestrzenną całkowych parametrów falowania wiatrowego przedstawiono przy pomocy interpolacji danych zapisanych w punktach siatki. Skorzystano z narzędzia przeprowadzającego interpolację funkcją *Spline with Barriers* (brak polskiej nazwy w dostępnej dokumentacji) dostępnego w programie do analiz przestrzennych ArcGIS Pro (ESRI Team, 2023). Funkcja ta korzysta z metody najmniejszej krzywizny (ang. *minimum curvature method*) do przeprowadzenia interpolacji, uwzględniając zadane obszary nieciągłości – w tym wypadku jest to obszar Półwyspu Helskiego. Interpolację przeprowadzono jedynie na tak zwanych „punktach mokrych” znajdujących się w obszarach morskich.

3.2 Metoda empirycznych funkcji ortogonalnych

W niniejszej pracy korzystano z wyników metody empirycznych funkcji ortogonalnych (EOF) zastosowanej do pól ciśnienia atmosferycznego oraz pól prędkości wiatru rozpiętych nad obszarem Morza Bałtyckiego, otaczającego je lądu i fragmentu północnego Atlantyku. Ponieważ jest to technika wrażliwa na zakres wprowadzanych danych, zarówno w dziedzinie czasowej jak i przestrzennej (Lehmann, Getzlaff i Harlaß, 2011; Chen i Wang, 2014), dla analizowanych tu pól wektorowych prędkości wiatru nad obszarem północnej Europy i Morza Bałtyckiego przeprowadzono wielokrotne powtórzenia prowadzące do wyboru optymalnego zakresu przestrzennego danych poddanych analizie EOF. Uzyskane w wyniku analizy EOF mody są bezwymiarowe, natomiast składowe główne mają jednostkę badanego parametru. Jak wspomniano wcześniej, technika ta jest zazwyczaj wykorzystywana do pól skalarnych, co warunkuje sposób jej przedstawienia. Można ją jednak opisać w ujęciu bardziej ogólnym, które

pozwała na zastosowanie metody EOF do pól wektorowych (Kundu i Allen, 1976; Cieřlikiewicz i Graff, 1996). Przedstawiane w niniejszej pracy pola wektorowe prędkości wiatru do analizy EOF zostały zapisane w formie pól liczb zespolonych, podobnie jak w pracy: Cieřlikiewicz i Graff, 1996. Stowarzyszone z nimi główne składowe natomiast są analizowane osobno pod kątem zmienności modułu i argumentu wektora odpowiednich głównych składowych, podobnie jak w pracy (Kaihatu i in., 1998).

Analizowane dane zespolone $u_m(t) + iv_m(t)$ zawarte są w macierzy $\mathbf{Q} = [u_m(t) + iv_m(t)]$ o wymiarach $N \times M$. Kolejne kolumny tej macierzy odpowiadają przestrzennemu rozkładowi badanego parametru w kolejnych chwilach czasu $t = t_n$, ($1 \leq n \leq N$). Z kolei dany (m -ty) wiersz odpowiada zmienności w czasie analizowanego parametru (np. ciśnienia atmosferycznego, wysokości fali itd.) dla m -tego punktu siatki, przy czym ($1 \leq m \leq M$). Normalizacja danych (przeprowadzona przez odjęcie wartości średnich) da wektory stanu \mathbf{W}_t , utworzone z M zespolonych funkcji czasu $W_m(t)$, takich, że:

$$W_m(t) = U_m(t) - \langle U_m \rangle + i(V_m(t) - \langle V_m \rangle) \quad (3.1)$$

gdzie $U_m(t)$, $V_m(t)$ to składowe parametru (prędkości wiatru) dla m -tego punktu siatki, natomiast $\langle \cdot \rangle$ oznacza wartość oczekiwaną wartości w nawiasie. Ponieważ macierz kowariancji \mathbf{H} :

$$\mathbf{H} = \langle \mathbf{W}_t \mathbf{W}_t^+ \rangle \quad (3.2)$$

jest macierzą hermitowską (tj. jest równa swojemu sprzężeniu hermitowskiemu; znak + oznacza transpozycję sprzężenia zespolonego), można dla niej wyznaczyć M rzeczywistych wartości własnych λ_m oraz zespolonych, jednostkowych wektorów własnych \mathbf{e}_m . Poprzez rozwiązanie zagadnienia własnego:

$$\mathbf{H} \mathbf{e}_m = \lambda_m \mathbf{e}_m \quad (3.3)$$

Dla wektorów własnych z kolei można zapisać:

$$\mathbf{e}_m^+ \mathbf{e}_n = \delta_{mn} \quad (3.4)$$

gdzie δ_{mn} jest deltą Kroneckera. To właśnie wektory własne \mathbf{e}_m prezentują obraz zmienności przestrzennej w danej chwili czasu – dlatego nazywane są wzorcami (lub modami) EOF. Mody te tworzą zupełną i ortonormalną bazę dla wektora \mathbf{W}_t . Zatem wektor \mathbf{W}_t , zawierający znormalizowane, pierwotne dane pola wektorowego, może być rozpięty w bazie wektorów własnych (modów EOF)

$$\mathbf{W}_t = \sum_n P_n(t) \mathbf{e}_n \quad (3.5)$$

Główne składowe (ang. *principal components*) można przedstawić następująco:

$$P_n(t) = \mathbf{e}_n^+ \mathbf{W}_t \quad (3.6)$$

Można wykazać, że składowe główne tworzą zbiór ortonormalnych wektorów spełniających następujący warunek: $\sum_{v=1}^N P_{nv}^* P_{mv} = N \lambda_n \delta_{nm}$, gdzie (*) oznacza sprzężenie zespolone. Innymi słowy, składowe główne, sprzężone z różnymi modami EOF, są wzajemnie nieskorelowane. Z kolei wartość własna opisana następująco: $\lambda_m = (\sum_{v=1}^N |P_{mv}|^2) / N$ opisuje średnią energię zawartą w

wektorze własnym EOF e_m . Przez energię w wypadku danych analizowanych w tej pracy rozumiemy zmianę natężenia danego wzorca, w danym punkcie siatki, w czasie.

Część χ_m całkowitej wariancji (całkowitej zmienności parametru zsumowanej we wszystkich punktach siatki, tj. $\text{Tr}(\mathbf{H})$), odpowiadająca wektorowi własnemu EOF e_m i wartości własnej λ_m , jest określona jako

$$\chi_m = \lambda_m / \text{Tr}(\mathbf{H}) \quad (3.7)$$

Mody EOF są uszeregowane według wartości odpowiadającej im całkowitej wariancji.

Ponieważ wektory własne są ortogonalne (równanie (3.5)), powstające wzorce również muszą spełniać warunek ortogonalności. Mimo że wzorce są nieskorelowane, nie oznacza to jednak, że zjawiska, które przedstawiają, również są niezależne od siebie. Należy wziąć to pod uwagę w trakcie interpretacji wyników – analiza EOF jest bowiem jedynie sposobem przetwarzania i kompresji danych, który nie uwzględnia rzeczywistych procesów zachodzących w środowisku naturalnym (Miętus i von Storch, 1997; Dommenges i Latif, 2002; Lehmann, Getzlaff i Harlaß, 2011).

W niniejszej pracy do właściwej analizy ograniczono liczbę wzorców istotnych, wyjaśniających największy procent zmienności danego parametru, za pomocą testu ospiska (Cattell, 1966). Test ten mówi o tym, że gdy kolejne wzorce wyjaśniają podobny, niewielki procent zmienności danego parametru, jest mało prawdopodobne, że przedstawiają jego faktyczną zmienność, którą można poddawać interpretacji (Wypych, 2018). Ostatecznie jednak przedstawiono różną liczbę wektorów własnych, w zależności od obserwowanych wzorców przestrzennych i zmienności głównych składowych.

3.3 Oprogramowanie

Wszystkie analizy i obliczenia wykonane w ramach przedstawianej pracy doktorskiej zostały wykonane przy pomocy oprogramowania MATLAB i *Mathematica*. Ilustracje i wykresy wykonano w programach MATLAB, *Mathematica* oraz Excel. Mapy przygotowano korzystając z narzędzi oprogramowania do przetwarzania danych przestrzennych QGIS i ArcGIS Pro. Interpolację rozkładów przestrzennych analizowanych parametrów wykonano przy pomocy funkcjonalności dostępnych w programach ArcGIS Pro i *Mathematica*. Do tworzenia rozkładów częstotliwościowych wiatru i falowania wiatrowego wykorzystano ze skryptu w MATLAB-ie przygotowanego i udostępnionego przez Daniela Pereirę (Pereira, 2023).

Programy, w których wykonano większość analiz i rysunków korzystają z zapisu dziesiętnego, w którym wartości całkowite od dziesiętnych zostały oddzielone kropką (a nie przecinkiem, zgodnie z konwencją stosowaną w Polsce). Ze względu na trudności lub w niektórych przypadkach niemożliwą konwersję z kropek na przecinki, która zachowałaby możliwość dalszego przetwarzania danych, pozostawiono zapis z kropką. W celu zachowania spójności zapisu liczby przedstawiane w niniejszej pracy są zapisane w tej konwencji.

Obliczenia wykonano z wykorzystaniem komputerów Centrum Informatycznego Trójmiejskiej Akademickiej Sieci Komputerowej (TASK). Dostęp do oprogramowania MATLAB i *Mathematica* był możliwy dzięki udostępnieniu licencji sieci TASK. Licencje na programy Excel oraz ArcGIS Pro udostępnił Uniwersytet Gdański. Program QGIS jest programem darmowym.

4 Uzyskane wyniki i dyskusja

W niniejszym rozdziale zostanie przedstawiona zmienność pól falowania wiatrowego w Zatoce Gdańskiej oraz parametrów meteorologicznych (pól ciśnienia atmosferycznego oraz prędkości wiatru) w latach 1958–2001 nad północno-wschodnią Europą, z centrum nad Morzem Bałtyckim. Zostaną zaprezentowane wyniki analizy statystycznej całkowych parametrów falowania, to jest wysokości fali znacznej H_s i średniego okresu T_z oraz średniego kierunku propagacji falowania θ_0 , a także ich zmienność w czasie i przestrzeni z wyróżnieniem zmienności sezonowej i wieloletniej, w tym obecności trendów.

W kolejnych podrozdziałach znajdują się statystyki parametrów meteorologicznych odpowiedzialnych za wymuszenie atmosferyczne falowania wiatrowego, a także wyniki analizy EOF zastosowanej do pól średnich tych parametrów. Dla całego okresu badawczego przedstawiona zostanie relacja głównych składowych z wielkoskalowymi indeksami atmosferycznymi (m.in. NAO, AO, SCAND), a także z lokalnymi warunkami wiatrowymi na polskim wybrzeżu.

W kolejnej części pracy, główny nacisk zostanie położony na zjawiska sztormowe. Opisany zostanie proces wyboru ekstremalnych zjawisk falowych Zatoki Gdańskiej i podobnie jak we wcześniejszych rozdziałach, będą przedstawione statystyki całkowych parametrów falowania w czasie tych zjawisk. Oprócz opisu statystyk parametrów meteorologicznych towarzyszących sztormom oraz wyników analizy EOF zastosowanych do pól ciśnienia i wiatru dla zjawisk sztormowych, jeden podrozdział zostanie poświęcony charakterystykom trajektorii jakimi przez obszar zainteresowania przemieszczały się układy niżowe związane ze sztormami Zatoki Gdańskiej.

Na końcu każdego z podrozdziałów znajdzie się podsumowanie przedstawionych wyników, ich interpretacja i dyskusja w kontekście prac innych badaczy.

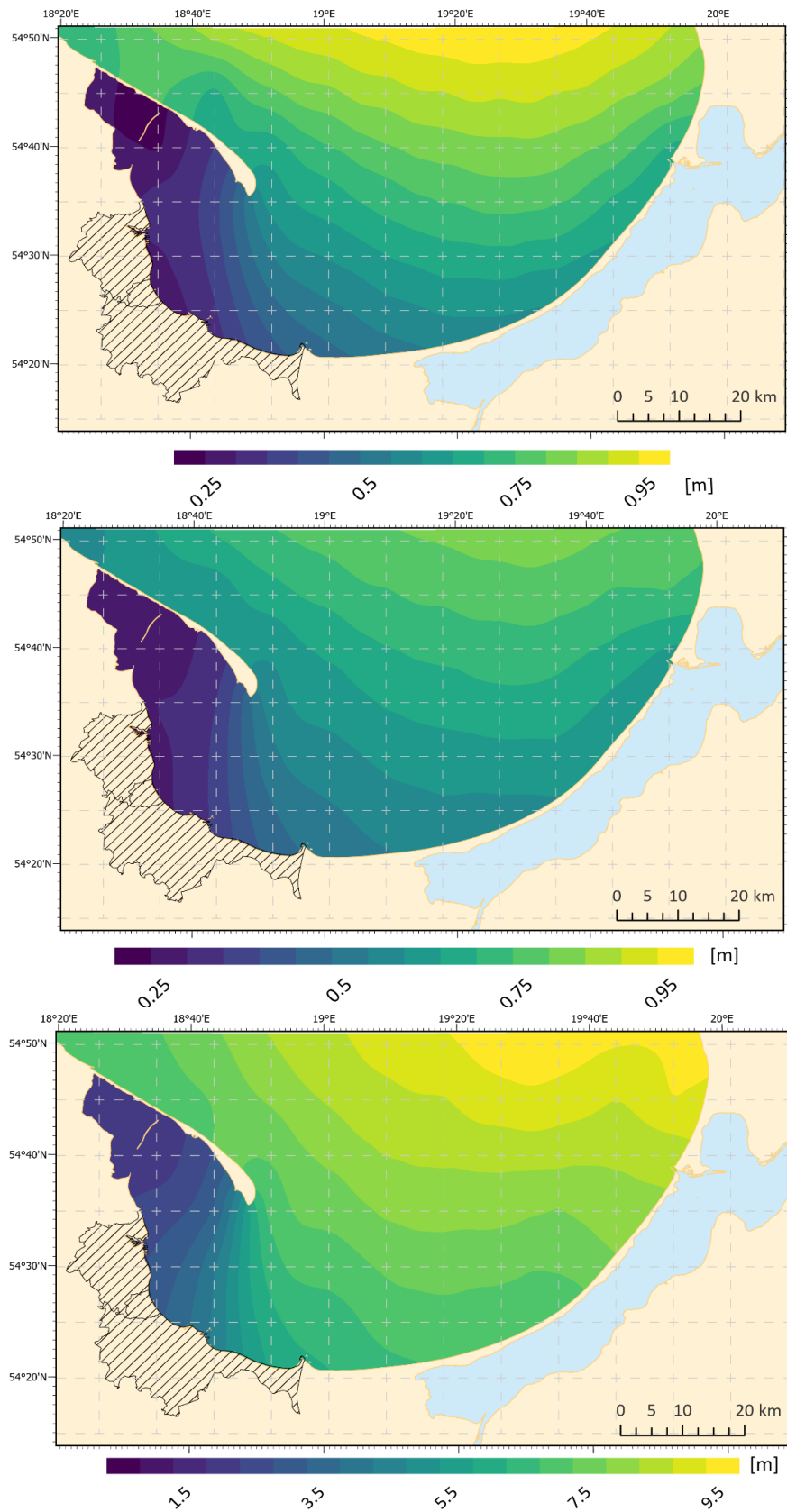
4.1 Analiza statystyczna całkowych parametrów falowania w Zatoce Gdańskiej

Analiza statystyczna parametrów falowania wiatrowego zostanie przedstawiona dla całego obszaru Zatoki Gdańskiej oraz punktów W1–W5 (Rys. 2.3), wybranych tak, aby reprezentowały potencjalnie różne warunki falowe w obszarze zainteresowania (podrozdział 2.5.1). Odwołanie do „całego obszaru Zatoki Gdańskiej” oznacza wyniki obliczone na podstawie danych ze wszystkich punktów siatki modelu parametrów falowania znajdujących się na obszarze zatoki. Ze względu na to, że siatka ta ma skończoną rozdzielczość (5 Mm), do przedstawienia graficznego wyników niezbędne było zastosowanie interpolacji. Pewne artefakty, widocznie szczególnie w sąsiedztwie brzegu, są wynikiem przeprowadzonej interpolacji, opisanej w Metodach.

4.1.1 Podstawowe statystyki falowania wiatrowego w Zatoce Gdańskiej

4.1.1.1 Wysokość fali znacznej

Wartość zarówno średniej jak i maksymalnej wysokości fali znacznej w Zatoce Gdańskiej rośnie wraz ze wzrostem odległości od brzegu (Rys. 4.1). Obecność Półwyspu Helskiego wyraźnie wpływa na zmienność przestrzenną falowania wiatrowego na tym obszarze. Szczególnie dla maksymalnych wartości wysokości fali znacznej, falowanie w Zatoce Puckiej jest znacznie mniejsze niż w otwartej części zatoki. Na linii łączącej Cypel Helski z rejonem ujścia Wisły Śmiałej widoczny jest gradient wartości H_s , które rosną niemal dwukrotnie na odcinku zaledwie kilku kilometrów – zarówno średnie jak i maksymalne.



Rys. 4.1. Zmienność przestrzenna wysokości fali znacznej H_s [m] dla lat 1958–2001. Od góry, kolejno: średnia, odchylenie standardowe oraz maksimum. Każda z ilustracji ma własną skalę barwną.

Średnie wartości H_s w Zatoce Gdańskiej zmieniają się w zakresie 0.19–0.93 m, natomiast w Zatoce Puckiej zakres ten to 0.2–0.3 m. Odchylenie standardowe wysokości fali znacznej w Zatoce Gdańskiej zmienia się w zakresie od 0.15 m do 0.90 m. Największą zmienność tego parametru odnotowano w otwartej części zatoki. Maksymalne wartości wysokości fali znacznej sięgają od ok. 1.5 m w wewnętrznej Zatoce Puckiej, do ponad 9 m w otwartej części Zatoki Gdańskiej. Szczegółowe wartości statystyk dla wybranych punktów W1–W5 w Zatoce Gdańskiej przedstawione są w tabeli poniżej (Tabela 4.1).

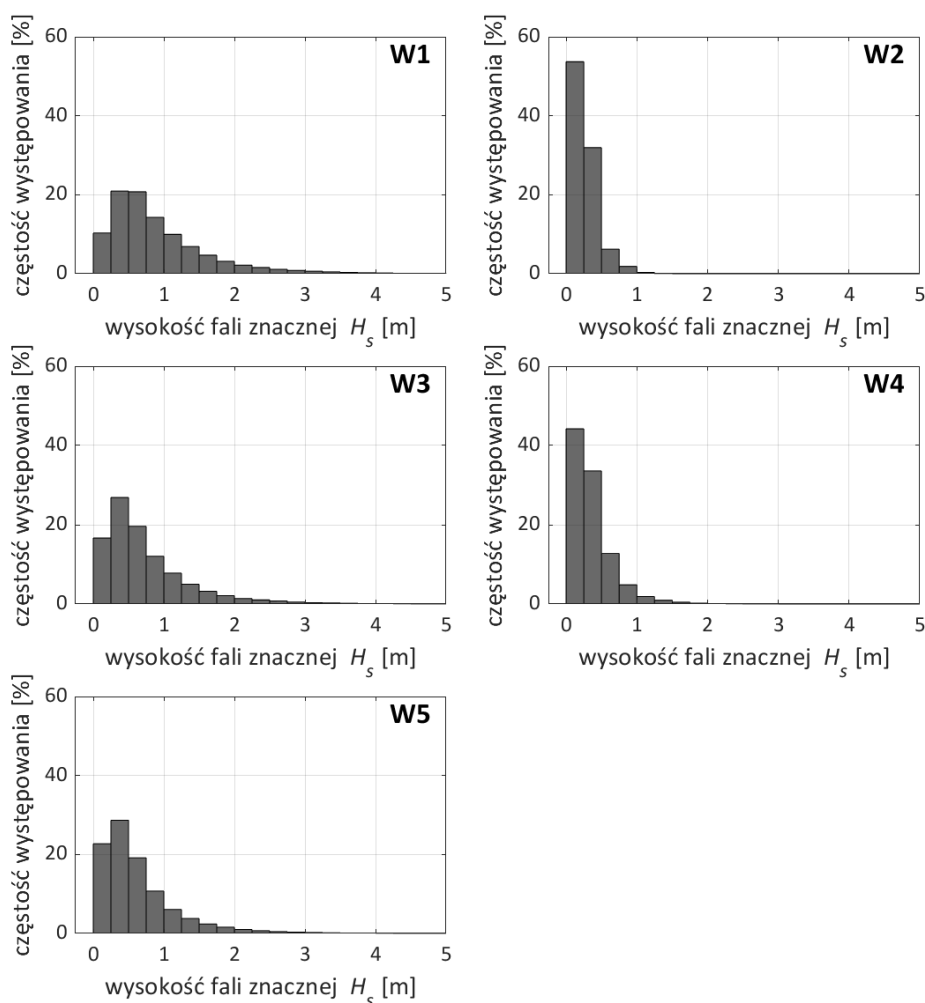
Tabela 4.1. Statystyki wysokości fali znacznej H_s [m] dla wybranych punktów Zatoki Gdańskiej i dla całego obszaru

Punkt	W1	W2	W3	W4	W5	Zatoka Gdańska
Statystyki						
Średnia	0.92	0.20	0.74	0.33	0.63	0.64
Odchylenie standardowe	0.75	0.22	0.64	0.32	0.58	0.62
Maksimum	8.90	1.73	8.09	3.96	7.20	9.23
Percentyle						
90	1.84	0.47	1.52	0.71	1.31	1.39
95	2.39	0.61	2.00	0.91	1.74	1.85
99	3.73	0.88	3.15	1.48	2.85	3.04
99.9	5.58	1.19	4.69	2.41	4.48	4.77

Wartości wszystkich parametrów statystycznych w Zatoce Puckiej reprezentowanej przez punkt W2 są kilkukrotnie niższe niż w pozostałej części Zatoki Gdańskiej. W punkcie W4, położonym na południu od Cypla Helskiego, również zauważalny jest wpływ Półwyspu Helskiego, którego obecność modyfikuje pole falowe, zmniejszając średnie i maksymalne wartości wysokości fali znacznej. Punkt W5 ma wartości najbardziej zbliżone do statystyk dla całej zatoki.

Największe wartości wszystkich parametrów zostały wymodelowane w otwartej części zatoki (W1, W3). Maksymalna modelowana wysokość fali znacznej w Zatoce Gdańskiej wyniosła 9.23 m i wystąpiła poza wybranymi punktami. Z kolei najwyższe wartości percentyli dla całej Zatoki Gdańskiej występują w punkcie W1. Dla punktów zatoki położonych na jej północnej granicy maksymalne wartości H_s przekraczają 99.9 percentyl niemal dwukrotnie.

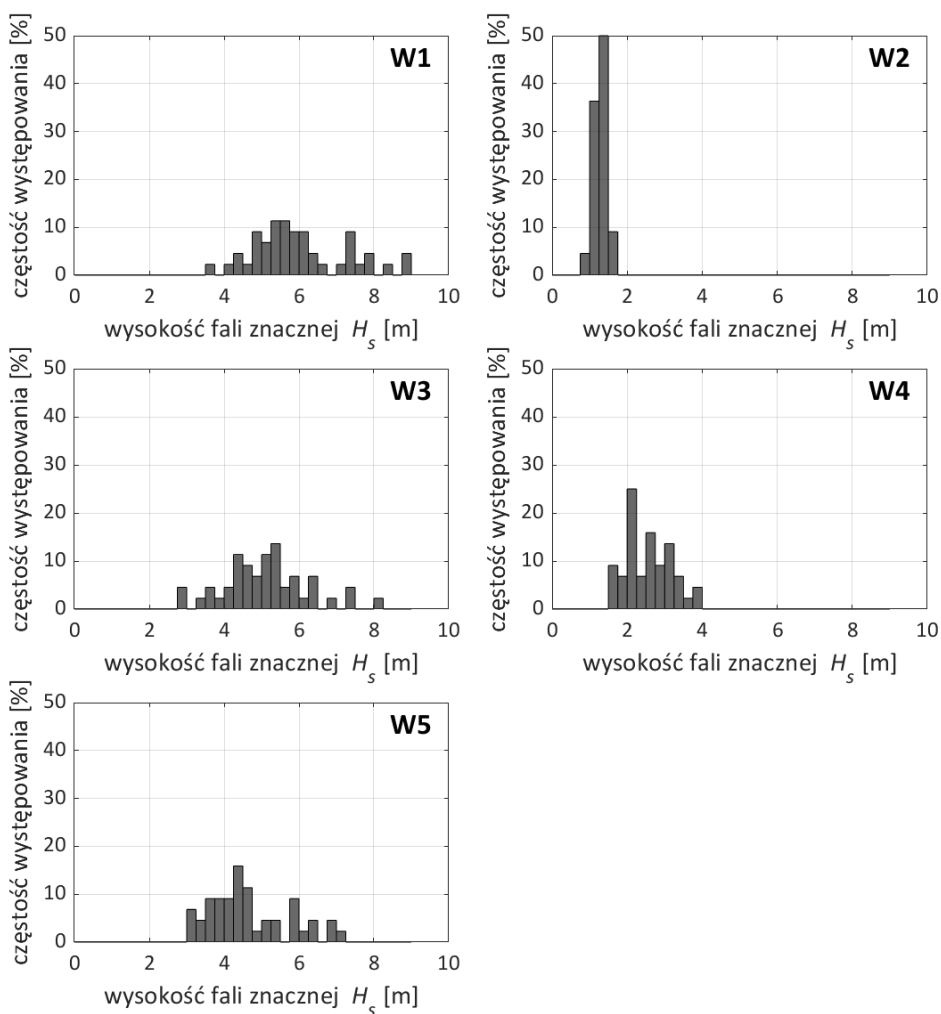
Histogram częstości występowania wysokości fali znacznej (Rys. 4.2) w otwartych punktach Zatoki Gdańskiej (W1, W3, W5) ma rozkład zbliżony do rozkładu Rayleigha. Przeważa falowanie o wysokości poniżej 0.75 m, stanowiąc ok. 50–70% zjawisk falowych. Dla punktów leżących blisko północnej granicy Zatoki Gdańskiej, znaczący udział w kształtowaniu klimatu falowego mają fale o wysokości z przedziału 0.5–1.0 m. Wysokości fali powyżej 2 m mają niewielki, kilkuprocentowy wkład w obraz falowania wiatrowego obszaru. Mniejszy udział wartości fali znacznej w zakresie 0–0.25 m w tych punktach, szczególnie w punkcie W1, sugeruje istotny wpływ wysokich stanów morza na obraz histogramu częstotliwości, co potwierdza wcześniejsze obserwacje (Rys. 4.1).



Rys. 4.2. Histogramy częstości występowania wysokości fali znacznej w wybranych punktach Zatoki Gdańskiej (W1–W5). Słupki obejmują zakresy wielkości 0.25 m; pierwszy: 0.0–0.25 m itd. Oś pozioma została ograniczona do 5 m ze względu na czytelność wykresu. Zakresy na osiach zostały ujednolicone.

Punkty znajdujące się w zachodniej części Zatoki Gdańskiej (W2, W4) będą reprezentowane w dominującej części przez mniejsze falowanie, tj. z zakresu 0–0.25 m. Dla punktu częściowo tylko znajdującego się pod wpływem Półwyspu Helskiego (W4), wysokości fali znacznej z przedziału 0–0.25 m wystąpią z częstością 44%, natomiast dla punktu z Zatoki Puckiej (W2) – z częstością równą niemal 60%. Wysokości fali większe niż 1 m występują z częstością poniżej 1%.

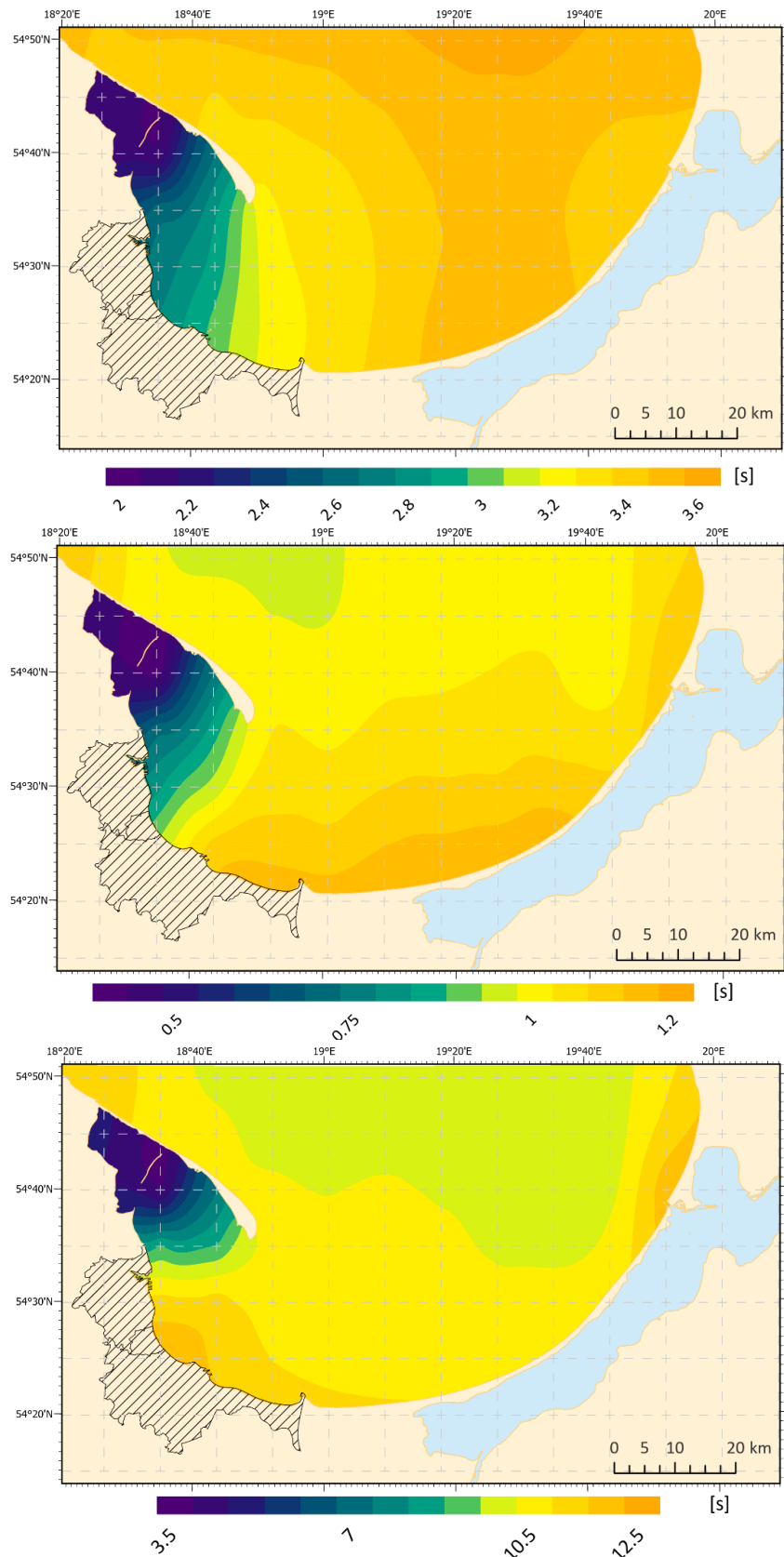
Rozkłady częstości rocznych maksimów nie przypominają rozkładu Rayleigha (Rys. 4.3). Dla punktów W1 i W3 maksymalne wartości wysokości fali znacznej w roku najczęściej osiągają ok. 4–5 m. W trzech punktach położonych w centralnej i wschodniej części Zatoki Gdańskiej, zakres wartości maksymalnych jest znacznie większy niż dla punktów znajdujących się pod wpływem Półwyspu Helskiego. Dla punktu W4 najczęściej występujące maksymalne roczne wartości H_s są niewiele większe od 2 m. Z kolei w punkcie W2 zakres zmienności H_s jest dużo mniejszy niż w pozostałych punktach.



Rys. 4.3. Histogramy częstości występowania maksymalnej rocznej wysokości fali znacznej w wybranych punktach Zatoki Gdańskiej (W1–W5). Słupki obejmują zakresy wielkości 0.25 m; pierwszy: 0.0–0.25 m itd. Zakresy na osiach zostały ujednolicone.

4.1.1.2 Średni okres fali

Wpływ Półwyspu Helskiego na pole falowania wiatrowego będzie również widoczny w zmienności przestrzennej średniego okresu T_z (Rys. 4.4, Tabela 4.2). Propagacja fal jest częściowo ograniczona obecnością lądu, który sprawi, że w zachodniej części Zatoki Gdańskiej fale charakteryzują się wyraźnie mniejszymi wartościami średniego okresu. W skali całej Zatoki Gdańskiej wartości średniego okresu zmieniają się w zakresie 2.5–4 s. Na obszarze otwartej części zatoki rozkład wartości T_z jest dosyć jednorodny. Widoczny jest spadek T_z po zachodniej stronie zatoki, a jego najmniejsze wartości wymodelowano w Zatoce Puckiej.



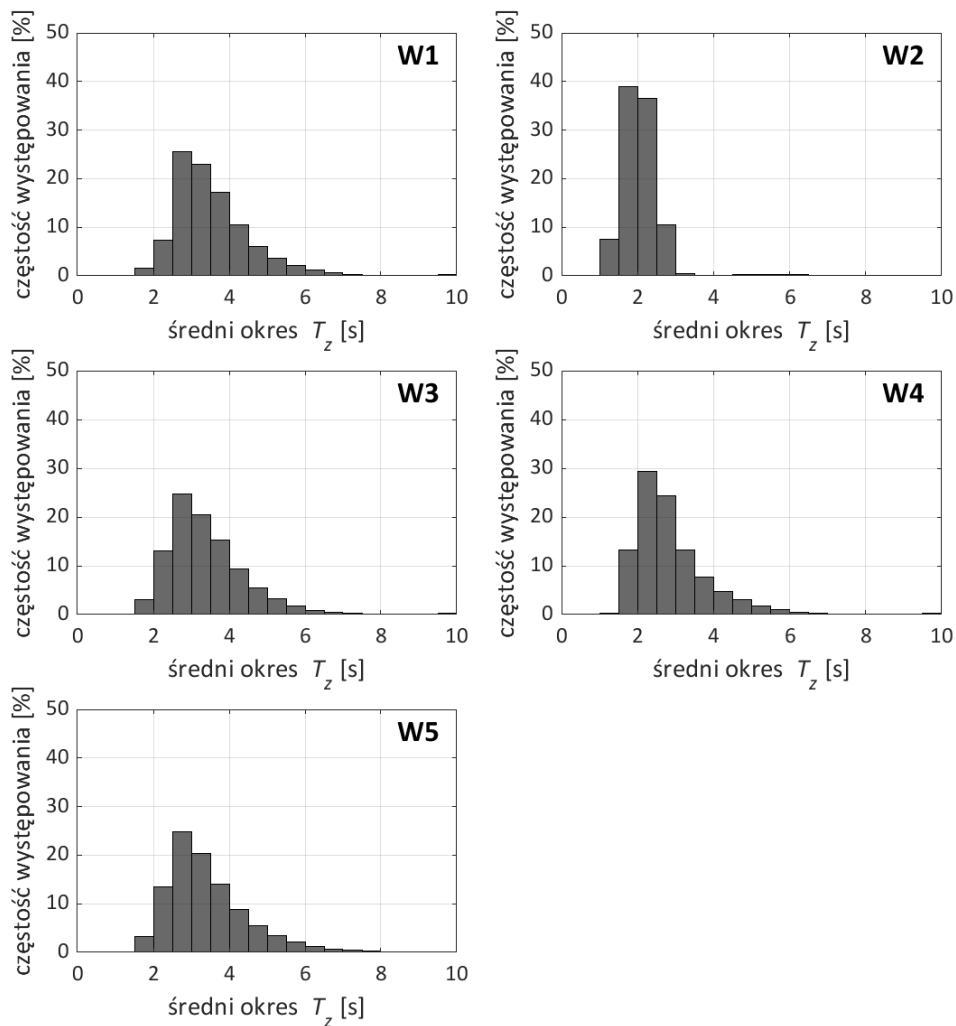
Rys. 4.4. Zmienność przestrzenna średniego okresu T_z [s] dla lat 1958–2001. Od góry, kolejno: średnia, odchylenie standardowe oraz maksimum. Każda z ilustracji ma własną skalę barwną.

W przeciwieństwie do H_s zmienność średniego okresu rośnie wraz ze zbliżaniem się do lądu. W południowej i wschodniej części zatoki odchylenie standardowe przekracza 1 s. Wartości parametrów statystycznych średniego okresu są wyraźnie niższe dla W2 niż dla pozostałych punktów (Tabela 4.2). Maksymalna wartość okresu jest większa w W4 niż w punktach W1 i W3 znajdujących się w otwartej części Zatoki Gdańskiej. Z kolei wszystkie wysokie percentyle przyjmują najwyższe wartości dla obszaru zatoki w punkcie W5. Analiza rozkładu przestrzennego maksimów T_z pokazuje, że na całym obszarze otwartej części Zatoki Gdańskiej są one zbliżone, i przyjmują wartość ok. 10 s. Maksymalne długości fali w Zatoce Puckiej są znacznie niższe, T_z oscyluje bowiem w okolicy 4 s.

Tabela 4.2 Statystyki średniego okresu T_z [s] dla wybranych punktów Zatoki Gdańskiej i dla całego obszaru.

Punkt	W1	W2	W3	W4	W5	obszar zatoki
Statystyki						
Średnia	3.51	2.03	3.37	2.85	3.40	3.29
Odchylenie standardowe	0.97	0.39	0.98	0.92	1.06	1.04
Maksimum	9.61	3.62	9.61	10.75	10.07	12.12
Percentyle						
90	4.83	2.53	4.69	4.12	4.83	4.68
95	5.42	2.64	5.27	4.71	5.50	5.33
99	6.59	2.93	6.44	5.91	6.82	6.66
99.9	7.90	3.38	7.83	7.26	8.27	8.18

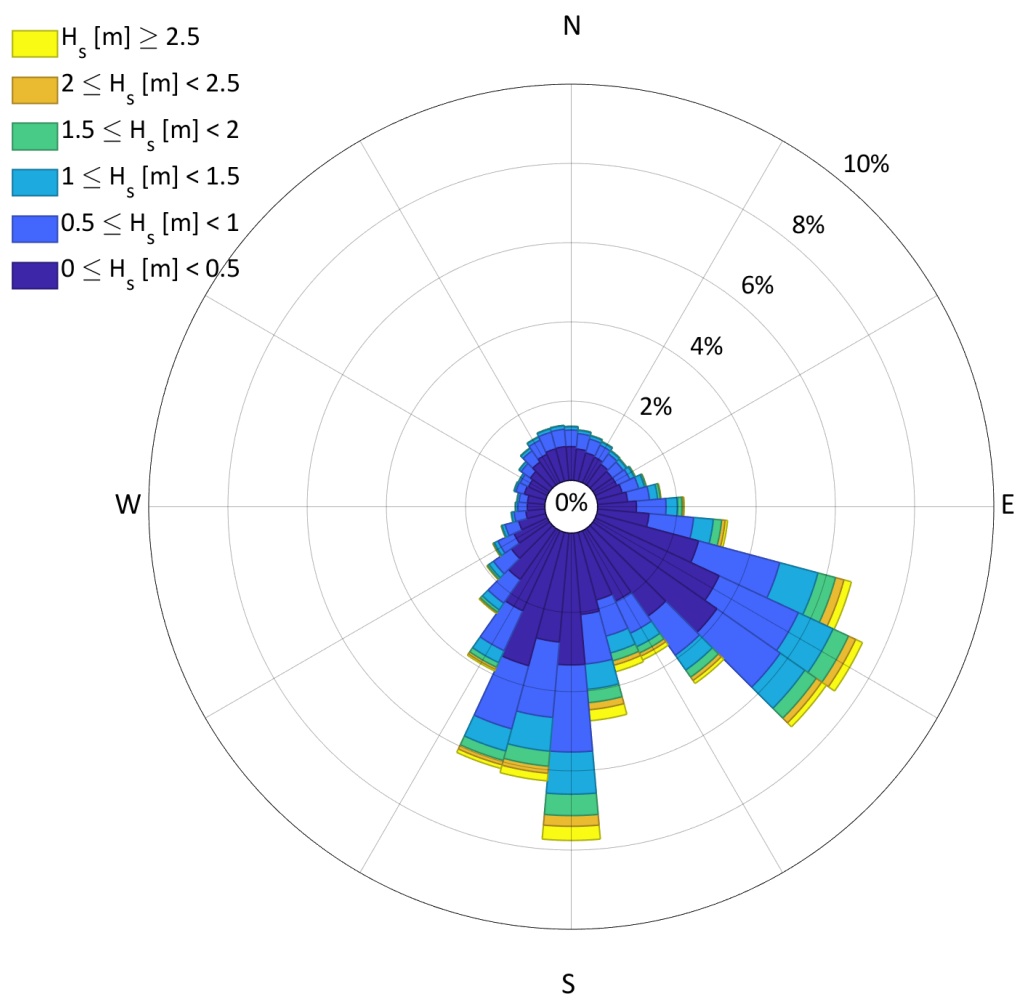
Za wyjątkiem punktu z Zatoki Puckiej (W2), wszystkie rozkłady częstotliwościowe okresu są prawostronnie skośne (Rys. 4.5). Dla punktów otwartej części zatoki widać dominację falowania o okresach 2.5–3.5 s. W punkcie W4 najczęściej występuje średni okres T_z między 2–2.5 s (30%). Natomiast w Zatoce Puckiej w ponad 70% przypadków wystąpi średni okres z zakresu 1.5–2.5 s.



Rys. 4.5. Histogramy częstości występowania średniego okresu fali w wybranych punktach Zatoki Gdańskiej (W1–W5). Słupki obejmują zakresy wielkości 0.5 s; pierwszy: 0.0–0.5 s itd. Zakresy na osiach zostały ujednolicone.

4.1.1.3 Średni kierunek propagacji falowania

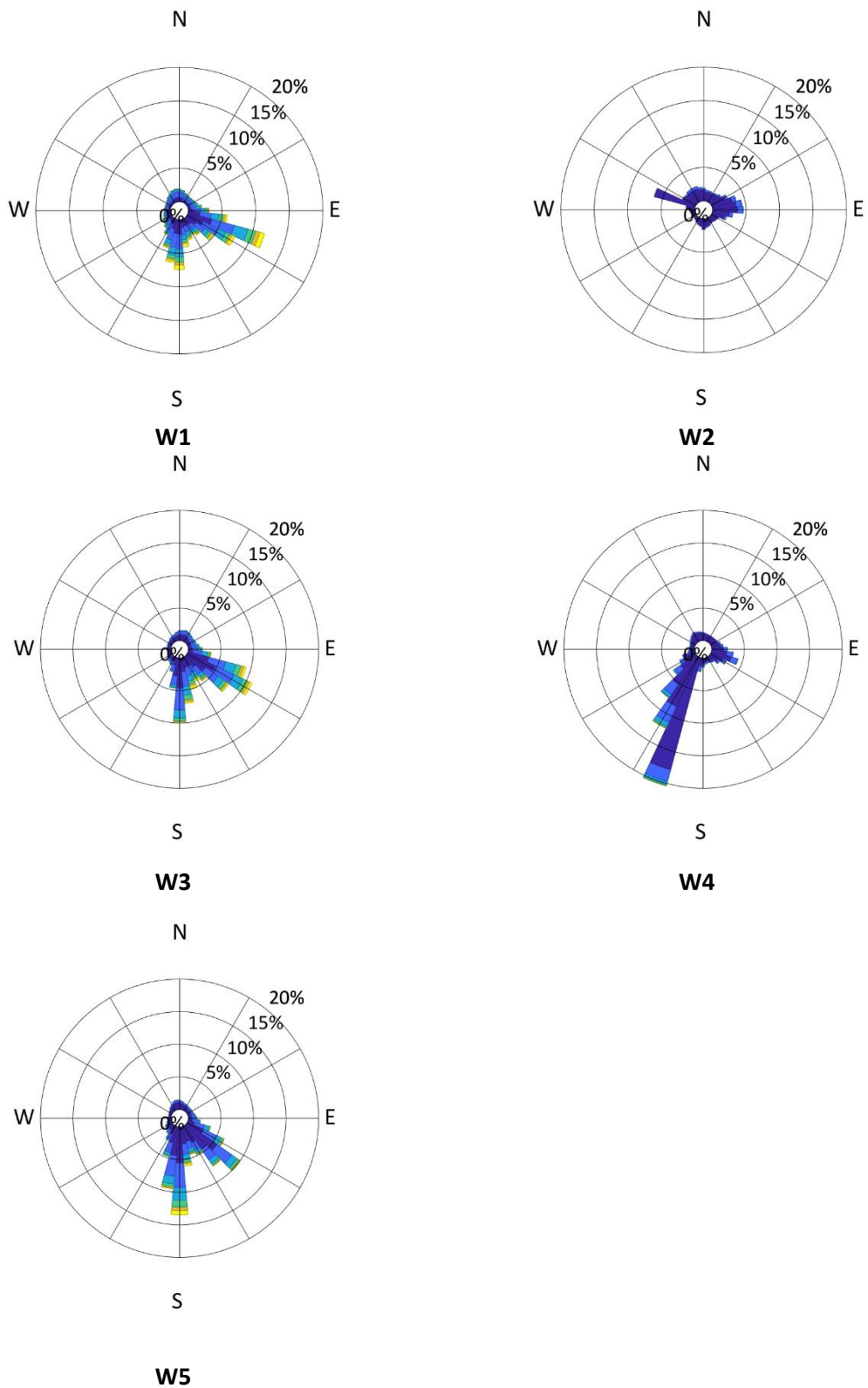
Rozkład kierunkowy propagacji falowania (średni kierunek propagacji, θ_0 , jest kierunkiem „na”) w całym okresie badawczym charakteryzuje się wyraźną zmiennością przestrzenną na obszarze Zatoki Gdańskiej (Rys. 4.6). Dominują kierunki propagacji na S-SSW i SE dla wszystkich wysokości fali znacznej. W kierunkach północnych rozchodzą się fale nie przekraczające 2 m.



Rys. 4.6. Rozkład częstotliwościowy średniego kierunku propagacji falowania dla całej Zatoki Gdańskiej w okresie badawczym.

Dla punktów otwartej części zatoki dominują dwa kierunki propagacji, na południe i południowy wschód (Rys. 4.7). W punkcie środkowym (W1), wysokich wartości wysokości fali znacznej można się spodziewać zarówno dla fal rozprzestrzeniających się na południe jak i na południowy wschód. Z kolei po wschodniej części zatoki, udział najwyższych fal z kierunków północnych jest mniejszy. W centralnej części zatoki (W5) z większą częstością występuje falowanie z północy. Fale z tego kierunku charakteryzują się również średnio większymi wartościami wysokości fali znacznej niż fale propagujące się na SE-ESE. Południowo-zachodnie kierunki propagacji stanowią ok. 35% kierunków falowania jakie dominuje w punkcie W4. W tej lokalizacji widać niewielki, rzędu 5%, pik częstości dla falowania propagującego z NW

W przeciwieństwie do pozostałych, punkt w Zatoce Puckiej ma bardziej równomiernie rozłożone kierunki propagacji. Dominuje tu falowanie z kierunków południowych: południowo-zachodniego i południowo-wschodniego. Wyraźnie odróżniający się od pozostałych kierunków jest pik kierunku propagacji na WNW (ok. 6%), zdominowany przez fale o wysokości poniżej 0.5 m.

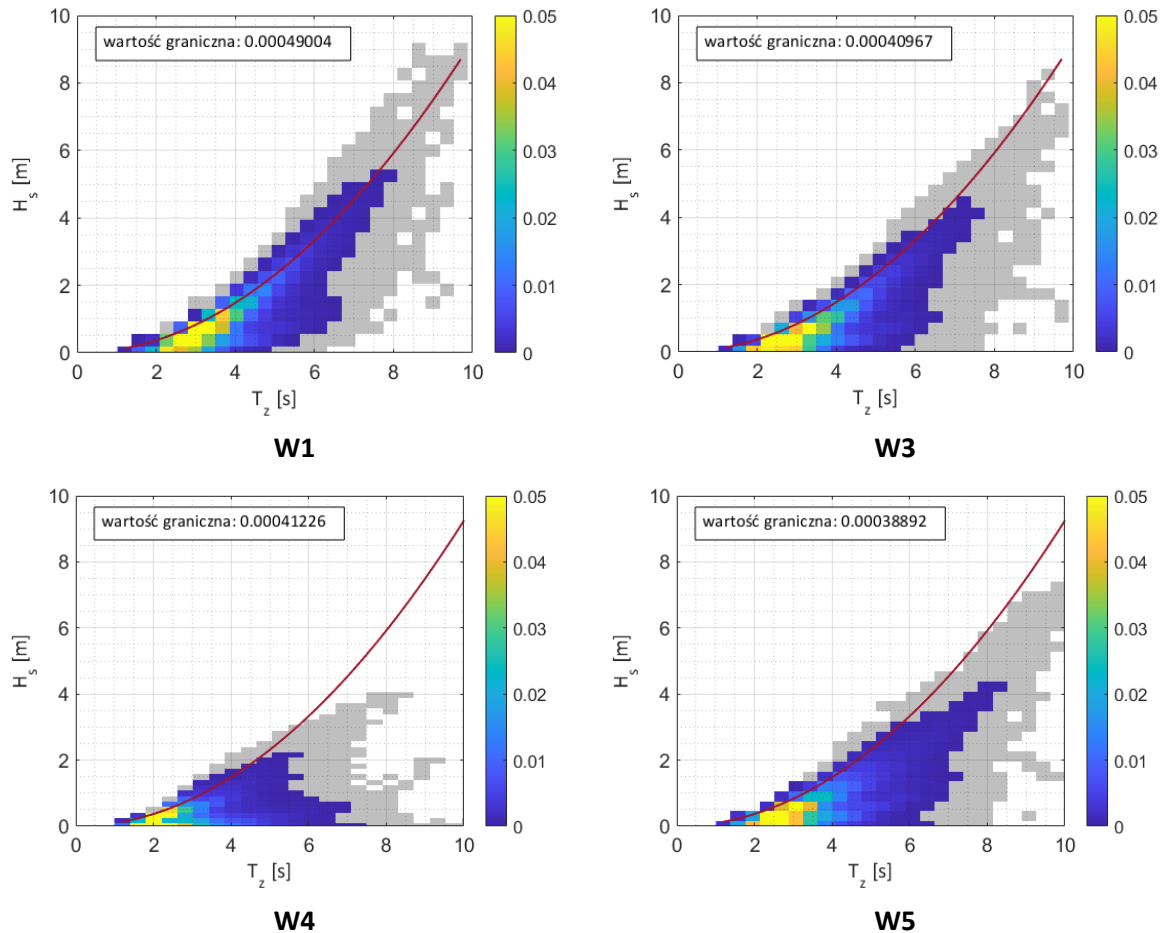


Rys. 4.7. Rozkład częstotliwościowy kierunków i wysokości fali znacznej w wybranych punktach W1–W5. Rozkłady wyznaczają kierunek „na”. Wszystkie róże mają taki sam zakres częstotliwości. Skala barwna jest jak na Rys. 4.6.

4.1.2 Łączne rozkłady częstotliwościowe wysokości fali znacznej i średniego okresu

Łączne rozkłady częstotliwościowe wystąpienia par wysokości fali znacznej i okresu (okresu średniego lub okresu piku) pozwalają ocenić udział fali rozkołysu i fali wiatrowej w obrazie stanu morza w badanym obszarze. Ponadto analizę łącznych rozkładów (H_s, T_z) uważa się za ważne narzędzie służące ocenie charakterystyk stanów morza jakie mogą wystąpić w czasie najsilniejszych sztormów na badanym obszarze (Tucker i Pitt, 2001; Soomere, Weisse i Behrens, 2012).

W celu uzyskania pełnego opisu klimatu falowego Zatoki Gdańskiej, poniżej przedstawiono łączny rozkład częstotliwościowy wysokości fali znacznej H_s i średniego okresu T_z (Rys. 4.8). Analizowano rozkłady prawdopodobieństwa dla czterech z pięciu wybranych punktów w Zatoce Gdańskiej. Wykres łącznego rozkładu prawdopodobieństwa dla punktu W2 w Zatoce Puckiej nie został przedstawiony, ze względu na trudności w jednoznacznej interpretacji wyników, które wynikają z granicznych ustawień modelu. W celu poprawy czytelności wykresu, kolorem szarym zaznaczono stany morza występujące z najmniejszą częstością. Wartość graniczna, przedstawiona na wykresach, została przyjęta arbitralnie na podstawie oceny wizualnej każdego z wykresów i jest dopasowana do zakresu wartości w każdym punkcie. Krzywa widoczna na wykresach reprezentuje stan falowania w pełni rozwiniętego, opisanego widmem Piersona-Moskowitza (PM). Krzywa ta została wyznaczona na podstawie pracy Soomere i innych (2012) ze względu na jej obecność w literaturze poświęconej stromości fali na Morzu Bałtyckim w celu lepszej interpretacji wyników i ich porównania z danymi literaturowymi. Okres piku przyjęto jako $T_p \approx 1.2965T_z$. Zależność między wysokością fali znacznej H_s a okresem przyjęto jako: $T_p = 8.5\pi\sqrt{H_s/(4g)}$, gdzie g to przyspieszenie ziemskie. Obie zależności wyznaczono na podstawie pracy: Soomere, Weisse i Behrens, 2012.



Rys. 4.8. Łączny rozkład częstotliwościowy $H_s T_z$ dla wybranych punktów w Zatoce Gdańskiej. Skala barwna, przedstawiająca częstość występowania, jest ujednolicona. Kolorem szarym zaznaczono pary (H_s, T_z) występujące z najmniejszym prawdopodobieństwem (granica odcięcia jest różna dla każdego z punktów). Czerwona krzywa reprezentuje stan falowania w pełni rozwiniętego, opisanego widmem Piersona-Moskowitza – więcej informacji znajduje się w tekście.

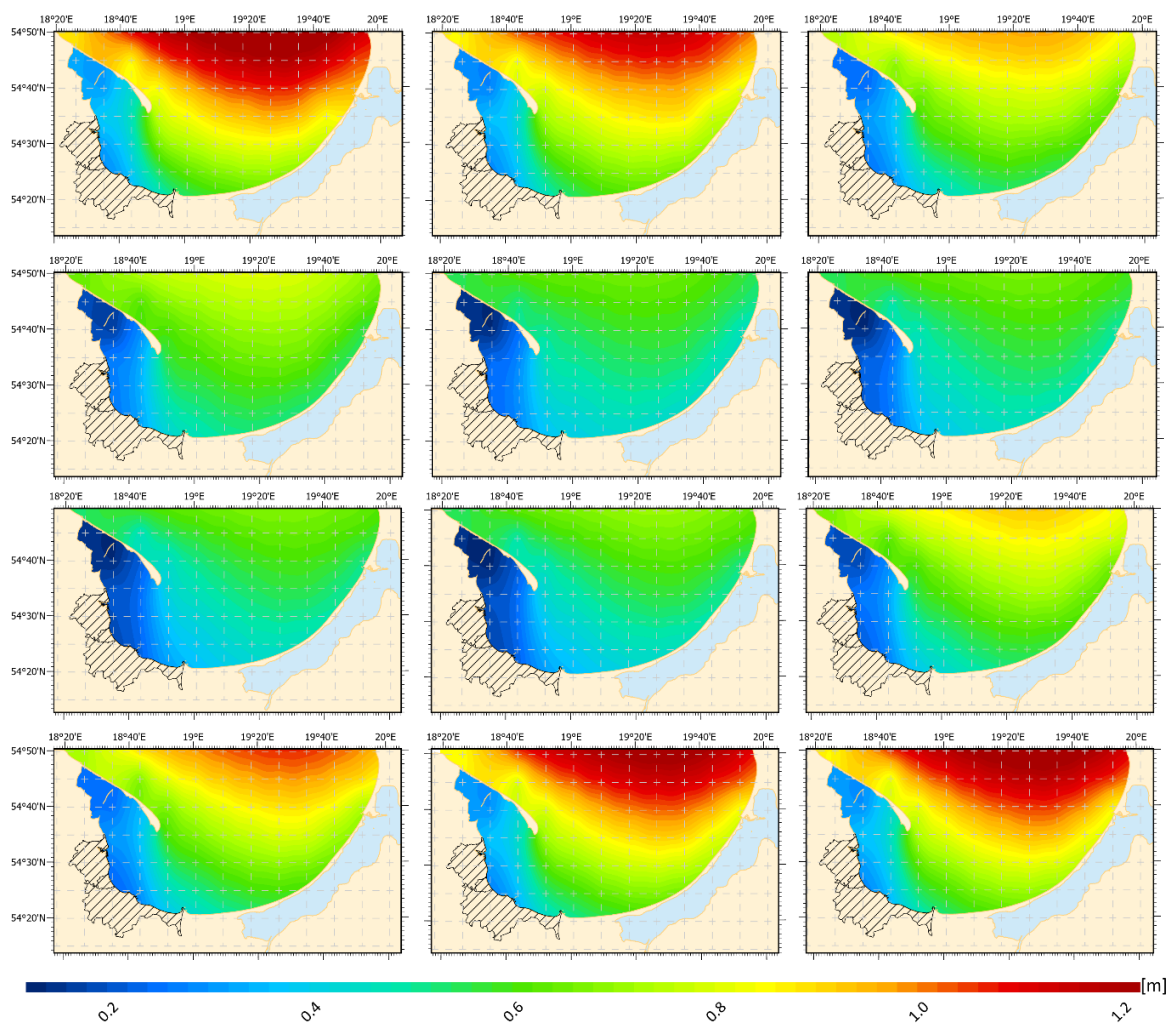
Zmienność rozkładu (H_s, T_z) między punktami Zatoki Gdańskiej potwierdza zmienność przestrzenną parametrów falowania wiatrowego, opisaną w poprzednich rozdziałach. Punkty W1, W3 i W5 mają zbliżony rozkład częstotliwościowy wysokości fali i średniego okresu. Dla średniego okresu 2–3 s, wysokości fali znacznej najczęściej przyjmują wartość poniżej 0.5 m. Równocześnie jest to stan morza, który wystąpi w tych punktach najczęściej. Okresy 3–4 s odpowiadają zwykle falowaniu rzędu 0.5–1.0 m, przy czym w punkcie W1 wartości H_s mogą sięgać 1.5 m. Dla okresów zawierających się między 4–6 sekund wysokości fali mogą przebierać wartości z bardzo szerokiego zakresu, od mniejszych niż 0.5 m aż po 4 m. Dla takich wartości średniego okresu, największe prawdopodobieństwo wystąpienia jest dla falowania o wysokościach 2–4 m.

W centralnej części zatoki (W5) dłuższe fale mają zdecydowanie łagodniejszy charakter, a przeciętna stromość fali wyraźnie maleje. Dla okresów 4–5 s H_s najczęściej przyjmuje wartości ok. 1.5 m, natomiast dla punktów W1 i W3 tym okresom odpowiadają najczęściej wysokości fali znacznej rzędu 1.5–2 m. Wraz ze wzrostem okresu, różnice te się pogłębiają. Rzadko występujące okresy rzędu 6–8 s związane są w W1 ze stanem morza o H_s 4–6 m, a w W5: między 2 a 4 m. Największe modelowane w otwartej części zatoki wysokości fali znacznej, przekraczające 8 m, charakteryzują się średnim okresem rzędu 8–10 s. W punkcie W4 stan morza najczęściej jest

reprezentowany przez falowanie o okresach 2–3 s, którym odpowiadają wysokości fali bliskie 0.5 m (maksymalnie do 1 m). Przeważnie nawet dla bardzo długich fal wysokości fali znacznej rzadko przekraczają 2 m. W przedstawianych danych kombinacje wysokości fali znacznej i średniego okresu reprezentujące falę rozkołysu zaznaczają się w niewielkim stopniu, chociaż nie jest ona zupełnie nieobecna. Na łącznych rozkładach częstotliwościowych nie pojawiają się wartości okresu poniżej 1.47 s.

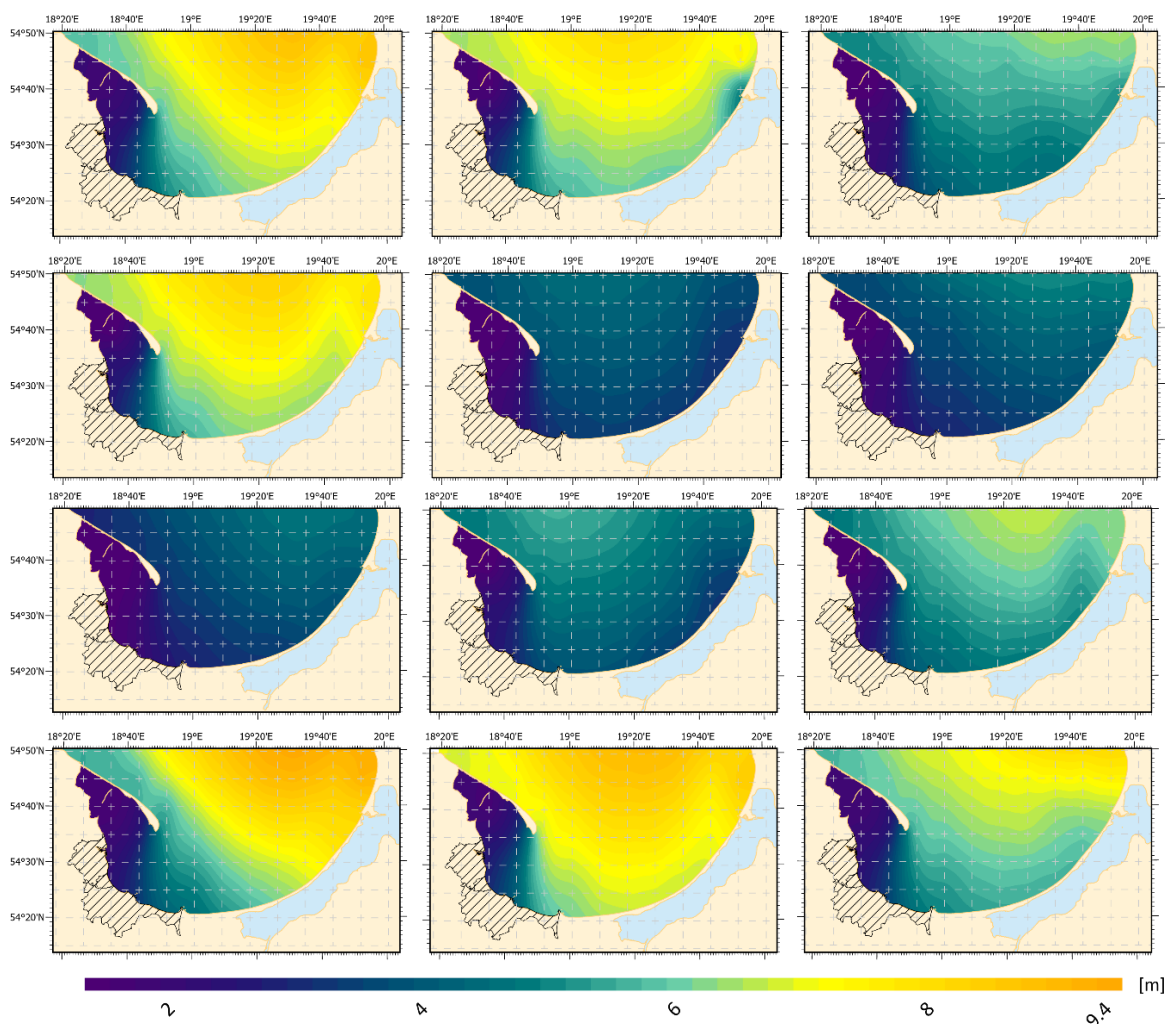
4.1.3 Zmienność sezonowa klimatu falowego

Zarówno pole średnich (Rys. 4.9) jak i maksymalnych (Rys. 4.10) wartości H_s dla każdego miesiąca charakteryzuje się podobnym rozkładem przestrzennym jaki jest widoczny dla średniej i maksymalnej wartości tego parametru z całego okresu badawczego. Jego największe wartości znajdują się w północnej części Zatoki Gdańskiej, a najmniejsze — w Zatoce Puckiej. Średnie i maksymalne wysokości fali znacznej są niższe w cieplejszych miesiącach (maj-wrzesień). Najwyższe średnie wartości H_s występują w listopadzie, grudniu, styczniu i lutym. Średnia wysokość fali zmienia się w zakresie od 0.12 m (czerwiec i sierpień) do 0.30 m w styczniu dla Zatoki Puckiej. Średnie miesięczne wartości w otwartej części Zatoki Gdańskiej zmieniają od 0.6 m (maj) do 1.19 m w grudniu.



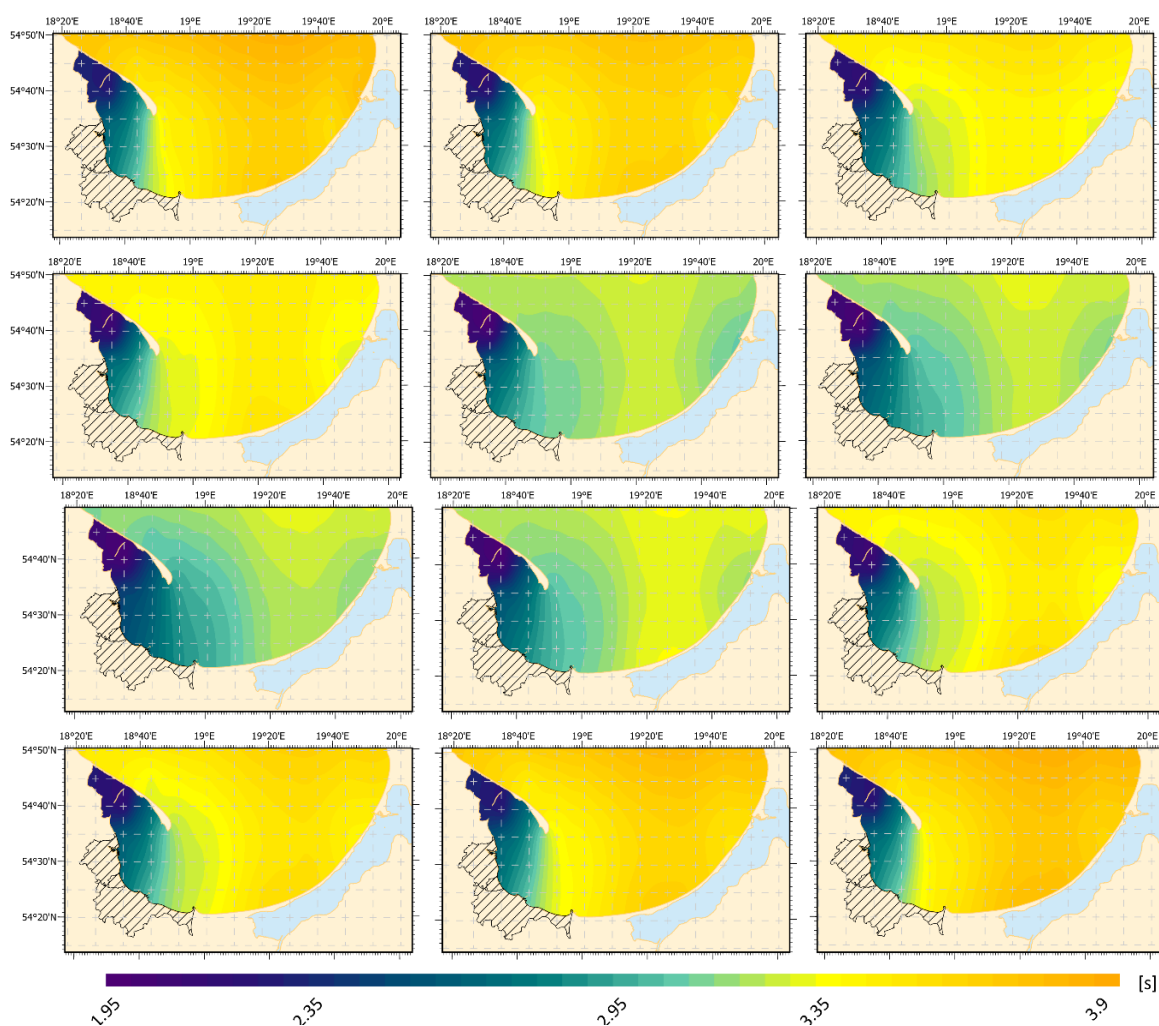
Rys. 4.9. Średnie miesięczne wartości wysokości fali znacznej dla lat 1958–2001. Od góry w kolejnych wierszach od lewej: styczeń, luty, marzec; kwiecień, maj, czerwiec; itd. Wszystkie ilustracje mają tę samą skalę barwną.

Przedstawione poniżej maksymalne wartości wysokości fali znacznej to maksima z danego miesiąca w każdym z punktów siatki modelu zarejestrowane na przestrzeni 44 lat. Najwyższe wartości wysokości fali znacznej wystąpiły na obszarze zatoki dla stycznia, października i listopada oraz kwietnia. W grudniu wystąpiły stosunkowo niskie wartości maksymalne H_s . W kolejnych miesiącach położenie obszaru o największych wartościach się zmienia – np. w lutym jest on położony bardziej centralnie, natomiast w październiku maksymalne H_s wystąpiły po wschodniej stronie północnej granicy Zatoki Gdańskiej. Maksymalne wartości w Zatoce Puckiej leżą w zakresie 1.22 m (lipiec) do 1.73 m (styczeń). Przy wejściu do Zatoki Gdańskiej H_s zmienia się między 4.03 m (maj) do 9.23 m (październik).



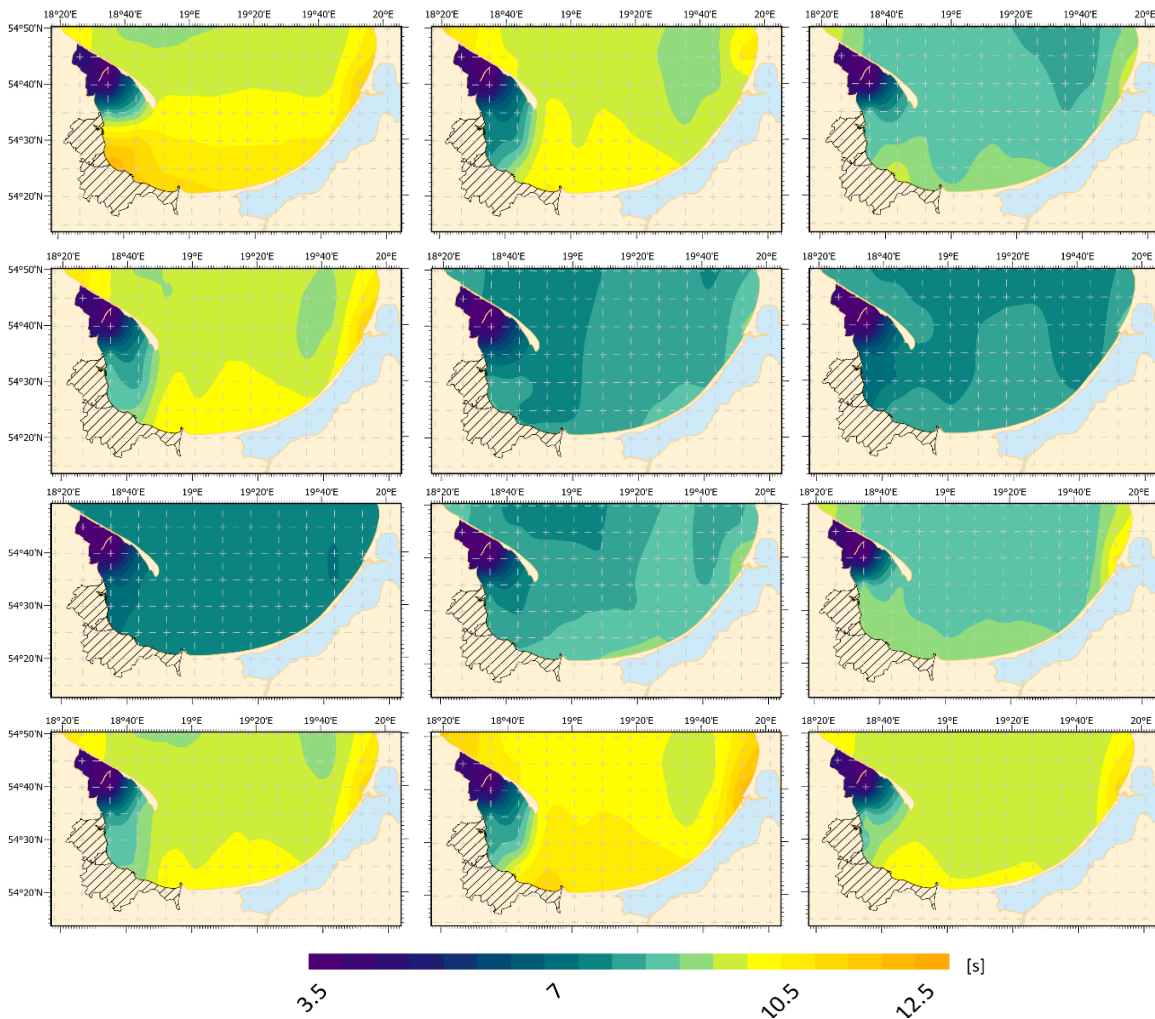
Rys. 4.10. Maksymalne miesięczne wartości wysokości fali znacznej dla lat 1958–2001. Od góry w kolejnych wierszach od lewej: styczeń, luty, marzec; kwiecień, maj, czerwiec; itd. Wszystkie ilustracje mają tę samą skalę barwną.

W przeciwieństwie do średniej wysokości fali znacznej, rozkład przestrzenny średnich wartości średniego okresu T_z jest równomierny dla całej Zatoki Gdańskiej dla kolejnych miesięcy (Rys. 4.11). Wyjątek stanowi Zatoka Pucka, o wyraźnie krótszych okresach. Wiosną i latem widoczne są niższe wartości okresu również po wschodniej stronie Zatoki Gdańskiej. W ciągu roku średni okres dla przeważającej części zatoki zmienia się w zakresie 2.5–4 s. W Zatoce Puckiej zmienność między miesiącami jest rzędu części sekundy. Zmienność sezonowa zaznacza się w niewielkim stopniu, jednak średni okres jest mniejszy od maja do sierpnia. Dużo wyraźniej zmienność w przeciągu roku widoczna jest dla maksymalnych wartości okresu (Rys. 4.12).



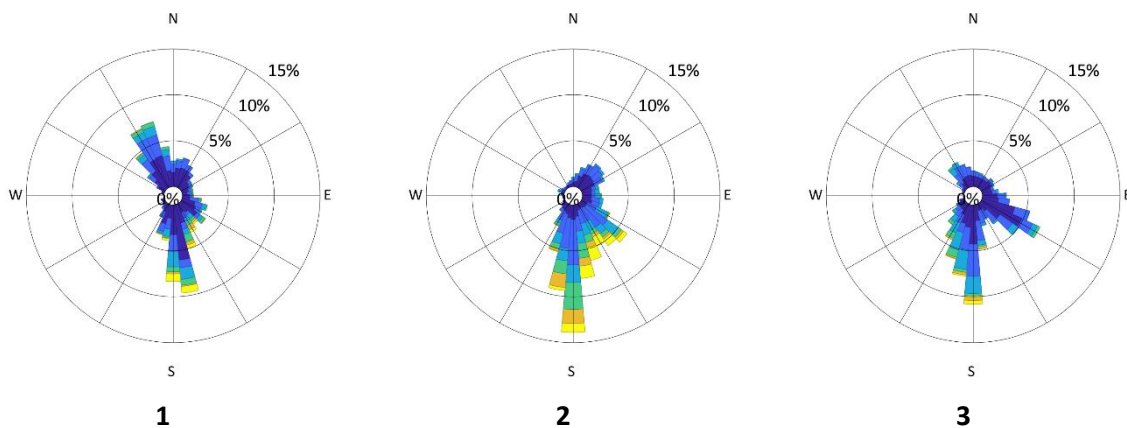
Rys. 4.11. Średnie miesięczne wartości średniego okresu dla lat 1958–2001. Od góry w kolejnych wierszach od lewej: styczeń, luty, marzec; kwiecień, maj, czerwiec; itd. Wszystkie ilustracje mają tę samą skalę barwną.

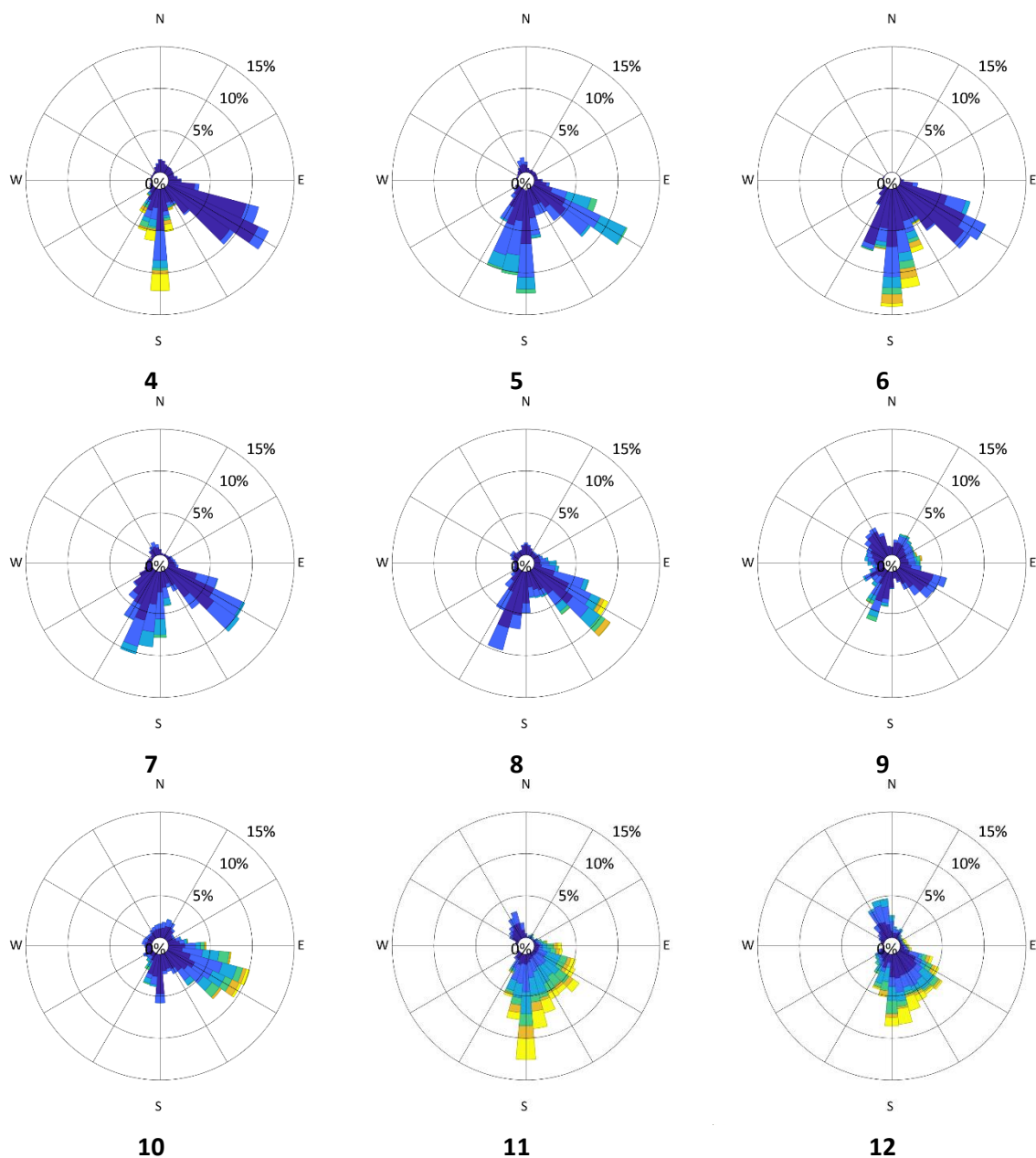
W ciągu miesięcy zimowych, szczególnie dla stycznia, listopada i grudnia fale są najdłuższe, o okresie przekraczającym 10 sekund. W tym czasie, fale charakteryzujące się największymi okresami wyraźnie dominują w południowej części zatoki. Widoczne są również wyraźnie wyższe wartości średniego okresu po wschodniej stronie Zatoki Gdańskiej. W ciepłej połowie roku, okres fali poza Zatoką Pucką zmienia się w zakresie 6.5–8.5 s. Najkrótsze fale występują w lipcu. Rozkład przestrzenny maksymalnych wartości T_z w kwietniu jest bardziej zbliżony do rozkładu widocznego w lutym czy grudniu niż miesiące wiosennych.



Rys. 4.12. Maksymalne miesięczne wartości wysokości średniego okresu dla lat 1958–2001. Od góry w kolejnych wierszach od lewej: styczeń, luty, marzec; kwiecień, maj, czerwiec; itd. Wszystkie ilustracje mają tę samą skalę barwną.

Zmienność sezonowa jest widoczna również w rozkładach kierunkowych propagacji falowania (Rys. 4.13). Rozkłady kierunkowe wyznaczono dla całego obszaru Zatoki Gdańskiej.





Rys. 4.13. Średnie miesięczne rozkłady kierunkowe kierunku propagacji fali dla Zatoki Gdańskiej dla lat 1958–2001. Od lewej od góry: styczeń (1), luty (2), marzec (3), itd. Rozkłady wyznaczają kierunek „na”. Wszystkie róże mają taki sam rozkład częstości. Skala barwna jak na Rys. 4.6.

W chłodniejszej połowie roku dominuje propagacja na południe. W tym okresie propagacja na południowy wschód zaznacza się w mniejszym stopniu. Od listopada do lutego wyraźnie rośnie udział większych wysokości fali, głównie rozchodzących się na południe. W miesiącach wiosennych i letnich zaznaczają się dwa dominujące kierunki propagacji: na południe-południowy zachód oraz na ESE. Wrzesień jako jedyny ma równomiernie rozłożoną częstość falowania z większości kierunków. W październiku z kolei dominuje falowanie z północnego zachodu. Jedynie w styczniu i grudniu widoczny jest silniejszy udział rozprzestrzeniania się falowania w kierunkach północnych (na NNW).

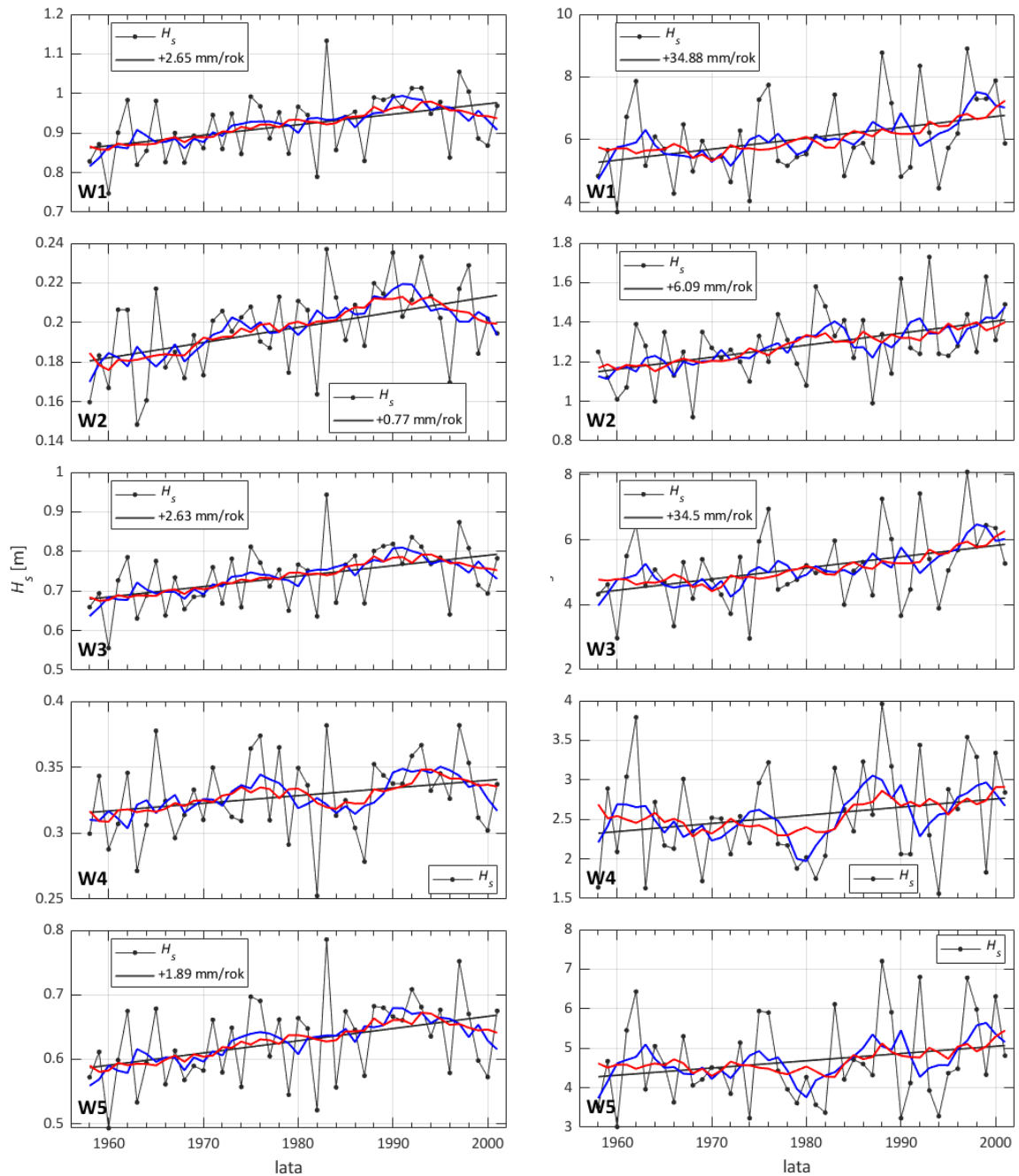
4.1.4 Trendy parametrów całkowych falowania wiatrowego

Ocenę wieloletnich zmian w analizowanych parametrach falowania, tj. dla wartości średnich, maksymalnych i 99 percentyla wysokości fali znacznej H_s oraz średniego okresu T_z wykonano przy pomocy analizy regresji liniowej. Trend liniowy został wyznaczony dla każdego z pięciu wybranych punktów Zatoki Gdańskiej (Rys. 2.3). Na wykresach przedstawionych w niniejszym podrozdziale trend liniowy został przedstawiony dla każdego z parametrów, jednak jedynie dla trendów istotnych statystycznie (dla wartości $p < 0.05$) została podana wartość współczynnika nachylenia. Wartości współczynnika p dla każdego z trendów liniowych zostały zebrane w tabeli przedstawionej pod koniec opisu danych (Tabela 4.3). W celu poprawienia przejrzystości, wielkość trendu wysokości fali znacznej przedstawiono w jednostkach mm/rok. Na wykresach zmienności kolejnych parametrów przedstawiono również 5- i 10-letnią średnią ruchomą.

4.1.4.1 Zmienność wieloletnia wysokości fali znacznej

W Zatoce Gdańskiej największe średnie wartości wysokości fali znacznej odnotowano w 1983 roku dla wszystkich punktów (Rys. 4.14, lewa strona). Dla punktów W1, W3 oraz W5 średnia H_s w tym roku znacząco odbiega od średnich z pozostałych lat, chociaż w przypadku W5 ma to miejsce w mniejszym stopniu.

W całym okresie badawczym widoczny jest rosnący trend w wysokości fali znacznej o wartościach rzędu 0.7–2.7 mm/rok. Trend ten jest istotny statystycznie we wszystkich punktach oprócz W4. Zarówno 5- jak i 10-letnia średnia ruchoma podkreślają wzrost średniej wysokości fali od początku zakresu danych aż do wczesnych lat 90. i postępujący spadek wartości tego parametru do końca badanego okresu. Taka zmienność jest widoczna w każdym z wybranych punktów zatoki oprócz punktu W4, gdzie pod koniec lat 80. średnie roczne mają wyjątkowo niskie wartości wysokości fali znacznej a sąsiadujące lata charakteryzują się wyższymi wartościami tego parametru.

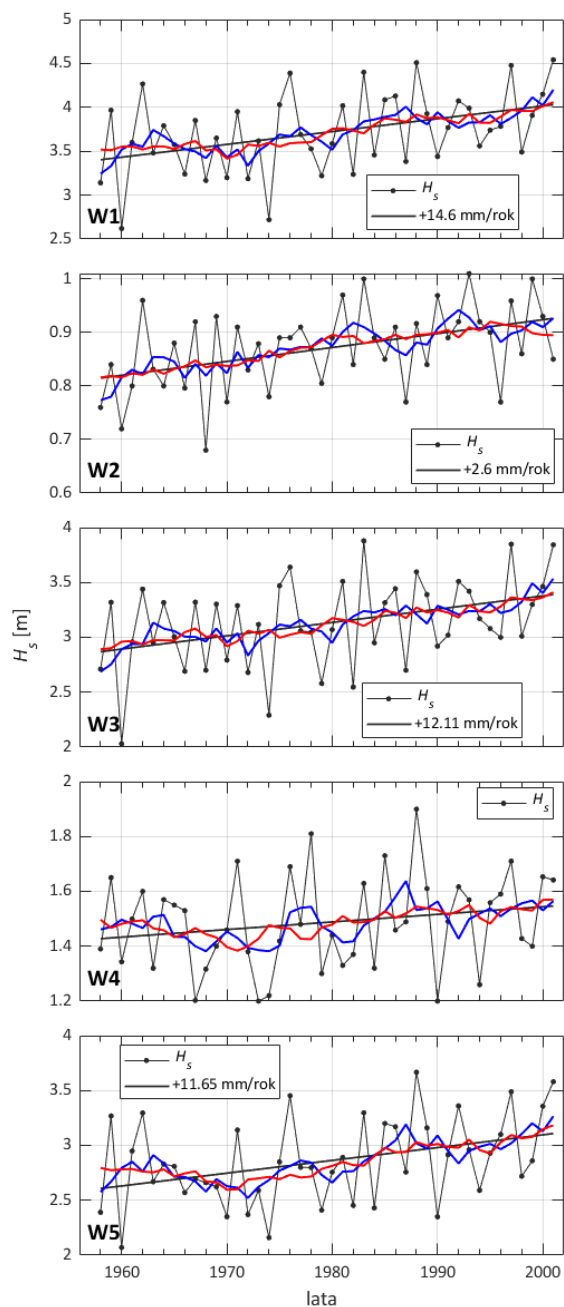


Rys. 4.14. Średnia (lewa strona) i maksymalna (prawa strona) roczna wysokość fali znacznej w wybranych punktach Zatoki Gdańskiej w latach 1958–2001. Przebieg trendu zaznaczono ciągłą linią. Dla trendu istotnego statystycznie ($p < 0.05$) podane jest tempo zmian parametru. 5- i 10-letnie średnie konsekwtywne, oznaczone są, odpowiednio, niebieską i czerwoną krzywą. Oś OY jest dopasowana do indywidualnego zakresu wartości w każdym punkcie W1–W5.

Maksymalne roczne wysokości fali znacznej w wybranych punktach Zatoki Gdańskiej (Rys. 4.14, prawa strona) mają przebieg w czasie różniący się od przebiegu wartości średnich. Nie wyróżnia się rok szczególnie odstawający od pozostałych lat. Dodatni trend jest istotny statystycznie dla 3 punktów: W1, W2 oraz W3 i zawiera się w przedziale 6.09–34.88 mm/rok. W przeciwieństwie do średniej H_s , 5- i 10-letnie średnie ruchome maksymalnej rocznej wysokości fali znacznej podążają za prostą wyznaczającą trend liniowy. Nie jest widoczne maksimum i

postępujący spadek wartości tego parametru na przełomie lat 80. i 90. Punkty W4 i W5 charakteryzują się spadkiem maksymalnej wysokości fali znacznej w okolicach roku 1980.

Ze względu na fakt, że model WAM ma tendencję do przeszacowywania wartości maksymalnych wysokości fali znacznej dla wysokich stanów morza, zmienność w czasie ekstremalnych wartości wysokości fali znacznej zostanie przedstawiona poniżej również za pomocą 99 percentyla (Rys. 4.15).

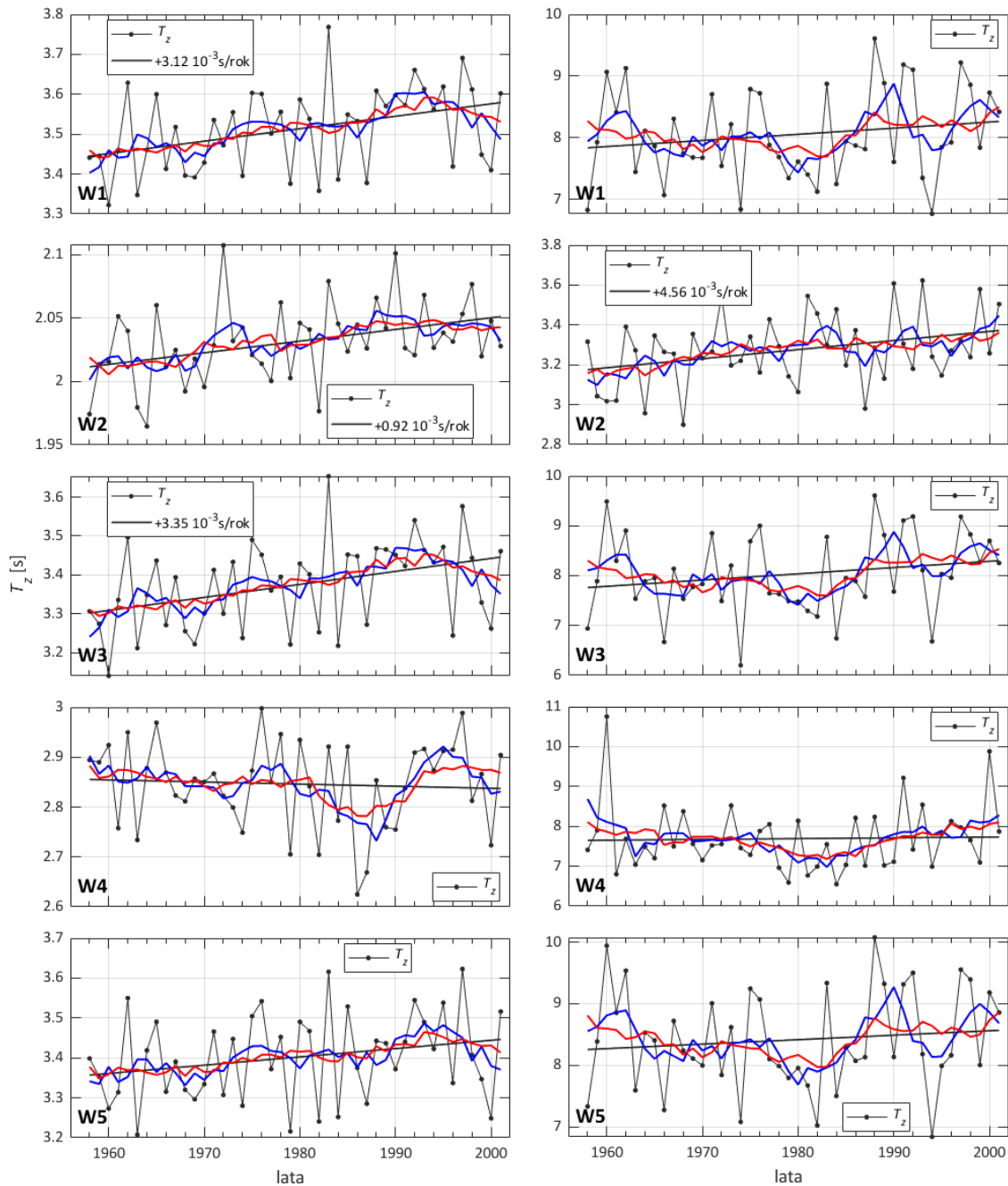


Rys. 4.15. Roczny 99 percentyl wysokości fali znacznej w wybranych punktach Zatoki Gdańskiej w latach 1958–2001. Przebieg trendu zaznaczono ciążłą linią. Dla trendu istotnego statystycznie ($p < 0.05$) podane jest tempo zmian parametru. 5- i 10-letnie średnie konsekwentne, oznaczone są, odpowiednio, niebieską i czerwoną krzywą. Oś OY jest dopasowana do indywidualnego zakresu wartości w każdym punkcie W1–W5.

Wartość 99 percentyla dla kolejnych lat charakteryzuje się dodatnim trendem, istotnym statystycznie dla wszystkich punktów z wyjątkiem W4. Nachylenie trendu jest wyraźnie mniejsze niż ma to miejsce dla wartości maksymalnych. Tempo wzrostu tego parametru zmienia się w przedziale wartości 2.6–14.6 mm/rok. O ile nie wyróżnia się rok, w którym 99 byłby szczególnie wysoki, o tyle w bardziej odsłoniętych punktach (W1, W3 oraz W5) lata 1960 oraz 1972 mają wyraźnie niższe wartości tego percentyla.

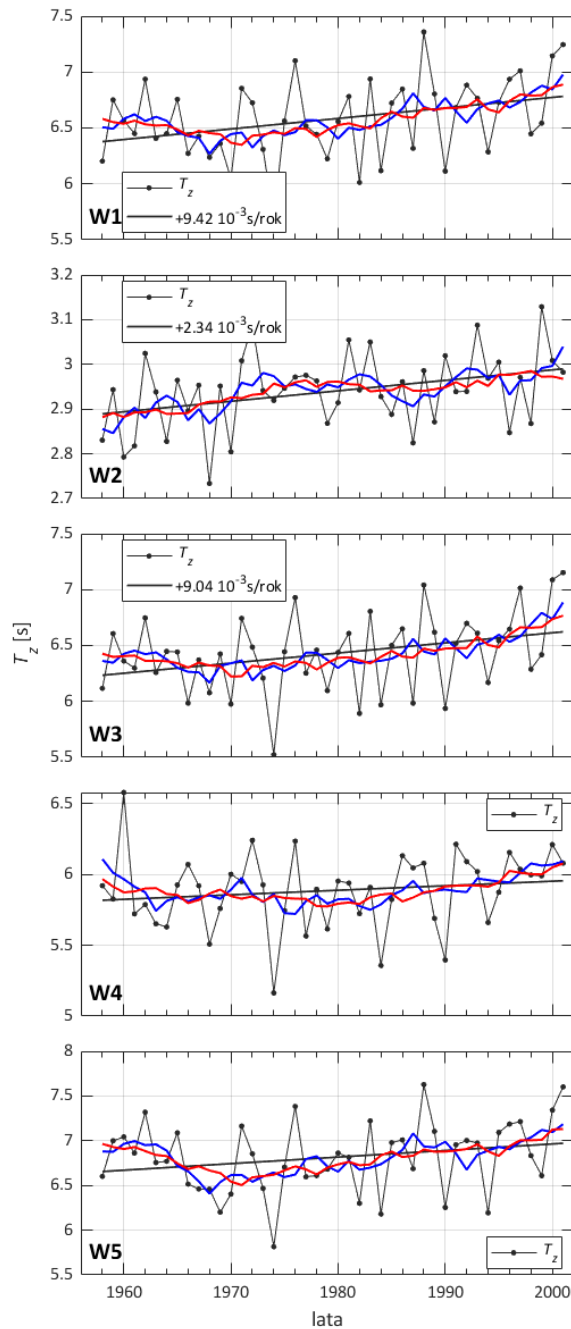
4.1.4.2 Zmienność wieloletnia średniego okresu

Za wyjątkiem punktu położonego na granicy Zatoki Puckiej (W4), średnie wartości okresu średniego (Rys. 4.16, lewa strona) mają w ogólnym ujęciu zbliżony przebieg jak średnia wysokość fali znacznej. W punktach W1, W2 oraz W3 widoczny jest istotny statystycznie rosnący trend liniowy o niewielkich wartościach, rzędu części sekund. Średnie ruchome wskazują na to, że w punktach odsłoniętych (W1, W3, W5) ma miejsce wzrost średniego okresu, który osiąga pik po roku 1990 i następnie maleje aż do końca okresu badawczego. Z kolei na wejściu do Zatoki Puckiej, widoczny jest wyraźny spadek wartości T_z w połowie lat 80.



Rys. 4.16. Średni (lewa strona) i maksymalny (prawa strona) roczny średni okres w wybranych punktach Zatoki Gdańskiej w latach 1958–2001. Przebieg trendu zaznaczono ciągłą linią. Dla trendu istotnego statystycznie ($p < 0.05$) podane jest tempo zmian parametru. 5- i 10-letnie średnie konsekwtywne, oznaczone są, odpowiednio, niebieską i czerwoną krzywą. Oś OY jest dopasowana do indywidualnego zakresu wartości w każdym punkcie W1–W5.

Maksymalne wartości okresu średniego (Rys. 4.16, prawa strona) charakteryzują się zmiennością, która nie może być opisana istotnym statystycznie trendem dla większości punktów. Jedyne istotnie statystyczny trend występuje w Zatoce Puckiej. W otwartej części Zatoki Gdańskiej (W1, W3, W5) zmienność w czasie maksymalnych rocznych wartości średniego okresu fali ma podobny, oscylacyjny charakter.



Rys. 4.17. Roczny 99 percentyl średniego okresu w wybranych punktach Zatoki Gdańskiej w latach 1958–2001. Przebieg trendu zaznaczono ciągną linią. Dla trendu istotnego statystycznie ($p < 0.05$) podane jest tempo zmian parametru. 5- i 10-letnie średnie konsekwentne, oznaczone są, odpowiednio, niebieską i czerwoną krzywą. Oś OY jest dopasowana do indywidualnego zakresu wartości w każdym punkcie W1–W5.

W przeciwieństwie do maksymalnych wartości okresu średniego, wartość 99 percentyla (Rys. 4.17) charakteryzuje się dodatnim, istotnym statystycznie trendem dla punktów W1, W2 i W3. Podobnie jak w przypadku średnich wartości tego parametru, trend jest stosunkowo niewielki i oscyluje w zakresie setnych części sekundy na rok. Zmienność tego parametru w punktach W4 i W5 nie charakteryzuje się żadnymi cechami charakterystycznymi.

Tabela 4.3. Wartości p dla trendów liniowych zmienności w czasie wysokości fali znacznej H_s oraz średniego okresu T_z dla wybranych punktów Zatoki Gdańskiej.

punkt	W1	W2	W3	W4	W5
H_s					
średnia	0.003	0.002	0.002	0.107	0.009
maksimum	0.017	0.002	0.008	0.162	0.156
99 percentyl	0.005	0.003	0.010	0.174	0.010
T_z					
średnia	0.011	0.011	0.011	0.688	0.107
maksimum	0.256	0.027	0.186	0.845	0.455
99 percentyl	0.024	0.018	0.028	0.316	0.121

4.1.5 Zmienność całkowitych parametrów falowania w Zatoce Gdańskiej w kontekście prac innych badaczy

Przedstawione powyżej wyniki zmienności falowania wiatrowego na Zatoce Gdańskiej umieszczono w kontekście wyników uzyskanych przez innych badaczy w różnych rejonach Morza Bałtyckiego. Należy tu zaznaczyć, że porównanie między danymi pochodzącymi z różnych źródeł, wykonanych różnymi technikami i obejmującymi różne długości szeregów czasowych może nieść ze sobą ryzyko poważnych nadinterpretacji (Soomere i Zaitseva, 2007). Z drugiej strony, w wielu wypadkach nie istnieją opracowane wyniki dla innych rejonów Bałtyku w okresie, który w pełni pokrywałby się z okresem badanym w tej pracy. Punktowe, krótkie szeregi czasowe obserwowanych charakterystyk falowania są jedynym wskaźnikiem lokalnego klimatu falowego. W związku z tym, w ramach niniejszej rozprawy starano się korzystać z szerokiego zakresu źródeł, przedstawiających wyniki badań falowania wiatrowego wykonanych różnymi metodami. Pozwala to odnosić się do w pewien sposób uśrednionego klimatu falowego opisanego dla innych rejonów Bałtyku lub dla Zatoki Gdańskiej.

Zmienność średnich wartości wysokości fali znacznej w centralnej i otwartej części Zatoki Gdańskiej (0.4–0.93 m) zbliżona jest do zmienności tego parametru w innych osłoniętych regionach Bałtyku, takich jak Zatoka Fińska (0.5–1.3 m) czy obszar Głębi Arkońskiej (ok. 0.80 m \pm 0.05 m) (Kahma i Pettersson, 1993 za: Alenius i in., 1998; Soomere i in., 2012; Siewert i in., 2015). Najwyższe ze średnich w Zatoce Gdańskiej są zbliżone do zakresu obserwowanego dla otwartego Bałtyku. Średnia wysokość fali na Bałtyku właściwym to bowiem ok. 0.7–1.5 m (Soomere i Räämet, 2011a; Björkqvist i in., 2018), natomiast na stacji Almagrundet średnie H_s zmienia się w różnych okresach od 0.87 m do 1.04 m (Broman i in., 2006). Najniższe ze średnich otwartej części Zatoki Gdańskiej są podobne do tych obserwowanych w Zatoce Ryskiej, gdzie H_s waha się między 0.3–0.4 m (Suursaar, Kullas i Aps, 2012). Podobne wartości tego parametru są również w niewielkiej zatoce po zachodniej stronie wyspy Saarema, która charakteryzuje się średnią wysokością fali znacznej rzędu 0.54 m (Suursaar i Kullas, 2009).

W pracy Jarosza i Kowalewskiego z 1993 roku, gdzie analizę falowania w Zatoce Puckiej wykonano korzystając z widmowej metody Kryłowa, pokazano, że falowanie w Zatoce Puckiej dla wiatrów północnych, nie przekracza 0.15 m (Jarosz i Kowalewski, 1993, za: Jakusik, 2006). Niewiele większe, przedstawione w niniejszej pracy średnie wartości wysokości fali znacznej w Zatoce Puckiej (0.2–0.3 m) są zbliżone do wysokości fali, które charakteryzują osłoniętą od wiatrów SW-W Zatokę Tallińską, gdzie średnie H_s wynosi 0.29–0.32 m (Soomere, 2005).

Odchylenie standardowe wysokości fali znacznej w Zatoce Gdańskiej zmienia się w zakresie od 0.15 m do 0.90 m. Zmienność tego parametru jest zbliżona w swoim charakterze do zmienności obserwowanej na północno-wschodnim Atlantyku. Tam również wartości odchylenia standardowego przekraczają wartość równą 20% średniej, podczas gdy w większości zbiorników wodnych odchylenie przyjmuje wartości rzędu 5–10% średniej (Woolf, Challenor i Cotton, 2002). Równocześnie na osłoniętej od sztormów Głębi Arkońskiej, wartości odchylenia są rzędu 0.057 m, a zatem około 7% średniej. Sugeruje to, że obszar znaczącej części Zatoki Gdańskiej charakteryzuje się dużą zmiennością pod względem wysokości fali, za którą przynajmniej w części odpowiadają zjawiska sztormowe (Soomere, Weisse i Behrens, 2012).

Wysokości fali znacznej rzędu 8–9 m, modelowane dla punktów na północy Zatoki Gdańskiej, są wartościami skrajnie ekstremalnymi w kontekście całego Bałtyku (Kahma, Pettersson i Tuomi, 2003; Soomere, 2008; Tuomi, Kahma i Pettersson, 2011; Soomere, Weisse i Behrens, 2012; Bakierowska, Wojtaszek i Kopiec, 2020). 99.9 percentyl z punktu W1 (5.58 m) jest o ok. 1.5 m mniejszy niż wartość 99.9 percentyla wyznaczonego dla całego Bałtyku, równego 6.90 m (Björkqvist i in., 2018). Natomiast 99 percentyl dla tego punktu (3.73 m) przewyższa 99 percentyl dla wschodniego Bałtyku i Zatoki Gdańskiej, wynoszący ok. 2.5 m w latach 1970–2007 (Soomere i Räämet, 2011a). Korzystając z metody Kryłowa, Cieślikiewicz i Jędrasik wyznaczyli dla Zatoki Puckiej wartości wysokości fali znacznej rzędu ok. 1.6 m i 2.0 m dla prędkości wiatru 20 m/s i 30 m/s, odpowiednio (Cieślikiewicz i Jędrasik, 2022) – a zatem porównywalne z osiągniętym tu maksimum 1.73 m.

Morze Bałtyckie zdominowane jest przez niewielkie falowanie. W zachodniej części Bałtyku właściwego, południowo-zachodnim Bałtyku oraz w Zatoce Fińskiej na wysokości Helsinek największą częstością występowania charakteryzują się wysokości fali znacznej z zakresu 0.25–0.5 m (Broman i in., 2006; Dreier, Schlamkow i Fröhle, 2011; Tuomi, Kahma i Pettersson, 2011). Na północy Bałtyku właściwego wysokości fali znacznej z zakresów 0.25–0.5 m i 0.5–0.75 m mają podobną częstość występowania (Tuomi, Kahma i Pettersson, 2011). Dla Ustki i Rozewia Jednorat uzyskał największą częstość występowania fali o wysokości 1 m – przy czym we wspomnianej pracy mowa jest o rozkładzie wysokości fali, nie o wysokości fali znacznej (Jednorat, 1987). Podobnie na tym tle wypada prezentowana tu Zatoka Gdańska, z przeważającym falowaniem o H_s poniżej 0.75 m. Dla punktów leżących blisko północnej granicy Zatoki Gdańskiej, znaczący udział w kształtowaniu klimatu falowego mają fale o wysokości z przedziału 0.5–1.0 m. Przedstawione wysokości fali dla Zatoki Puckiej są podobne jak w innych, mocno osłoniętych zatokach dookoła Bałtyku. Na przykład w Zatoce Tallińskiej dominuje falowanie z zakresu 0.1–0.3 m (Soomere, 2005), natomiast w Zatoce Ryskiej (dane z obserwacji wizualnych): między 0 a 0.25 m (Eelsalu, Org i Soomere, 2014).

Średni okres T_z charakteryzuje się stosunkowo niewielką zmiennością przestrzenną na obszarze Zatoki Gdańskiej – za wyjątkiem Zatoki Puckiej, gdzie wartości tego parametru są wyraźnie niższe. Jego rozkład przestrzenny jest zbliżony do rozkładu okresu zaproponowanego przez Kwiecień dla wiatrów z sektora zachodniego, które przeważają na tym obszarze (Kwiecień, 1990). Parametr ten średnio przyjmuje wartości od 2 s do 4 s. Pokrywa się to z wynikami przedstawionymi w szeregu innych opracowań, które wskazują zakres 2–4 s jako dominujący przedział wartości okresu dla obszarów przybrzeżnych i 3–6 s dla Bałtyku właściwego (Kahma, Pettersson i Tuomi, 2003; Soomere, 2005; Broman i in., 2006; Soomere, 2008; Suursaar, Kullas i Aps, 2012; Eelsalu, Org i Soomere, 2014). Warto podkreślić, że część cytowanych prac odnosi się do okresów piku widma a nie do średniego okresu T_z , jednak uzyskane wartości mieszczą się w

tym samym przedziale (Björkqvist i in., 2018). Opisując okres fali mierzony za pomocą obserwacji wizualnych, Eelsalu i inni odnotowują, że niższy udział fal z okresami większymi od 4 s w wybranych punktach Zatoki Ryskiej sugeruje, że w badanym okresie wyraźnie rzadziej propagowały się tam fale z Bałtyku właściwego (Eelsalu, Org i Soomere, 2014). Korzystając z tej interpretacji, można stwierdzić, że większy jest udział fal z Bałtyku właściwego w północnej i otwartej części Zatoki Gdańskiej niż w rejonach znajdujących się pod wpływem Półwyspu Helskiego. 99 percentyl w analizowanych punktach Zatoki Gdańskiej przekracza 7 s, natomiast maksymalne zarejestrowane wartości T_z to ponad 12 s. Są to wartości większe niż te rejestrowane w głębi innych zatok Bałtyku. W Zatoce Fińskiej mierzone okresy piku dla maksymalnej długości fali znacznej są mniejsze i sięgają 8.5 s (Alenius, Myrberg i Nekrasov, 1998). W Zatoce Ryskiej przewiduje się okresy rzędu 8–9 s jednak są to wartości pochodzące z obserwacji wizualnej stanu morza (Suursaar, Kullas i Aps, 2012). Równocześnie, okresu piku na NW od Saaremy przekroczył 12 s w czasie sztormu Gudrun (Soomere i in., 2008), natomiast Kwiecień wskazuje na 1% prawdopodobieństwo wystąpienia okresu o wielkości 13 s w miesiącach zimowych związane z N i NE kierunkami wiatru (Kwiecień, 1990), co wydaje się potwierdzać uzyskane wyniki dla Zatoki Gdańskiej.

W pracach opisujących klimat falowy Morza Bałtyckiego i jego zatok rzadko przedstawiany jest rozkład częstości występowania okresu fali, co utrudnia porównanie wyników. Korzystając z niewielu dostępnych źródeł, można stwierdzić, że wartości okresu występujące w Zatoce Gdańskiej są porównywalne z tymi z zachodniego Bałtyku, gdzie najczęściej występują wartości średniego okresu z zakresu 3–3.5 s dla danych pomiarowych oraz między 2.5–3 s dla danych modelowanych (Soomere, Weisse i Behrens, 2012). Z kolei na stacjach Almagrundet i Vilsandi (dane obserwacyjne) dominują wartości średniego okresu oscylujące między 3–4 s (Soomere, 2008), a zatem maksymalna częstość występowania jest przesunięta w stronę wyższych okresów. W obrazie zmienności przestrzennej maksymalnych wartości średniego okresu (a częściowo również wartości średnich) widoczne są maksima po wschodniej stronie Zatoki Gdańskiej. Punkty siatki w tym miejscu znajdują się bardzo blisko lądu. Możliwe zatem, że widoczne maksima są związane z ustawieniami zachowania modelu w sąsiedztwie lądu a nie przedstawiają rzeczywistej zmienności tego parametru.

Ostatecznie rozkład przestrzenny wysokości fali znacznej i średniego okresu w Zatoce Gdańskiej przedstawia ten region jako charakteryzujący się w przeważającej części łagodnym klimatem falowym. Centralny punkt Zatoki Gdańskiej (W5) jest dobrym reprezentantem średnich wartości analizowanych parametrów, aczkolwiek analizując tylko ten punkt można łatwo pominąć indywidualne charakterystyki różnych regionów Zatoki Gdańskiej. Falowanie o niższych wysokościach fali i krótszych okresach widoczne jest po zachodniej stronie zatoki. Wyłania się, spodziewany zresztą, odrębny charakter pola falowego obserwowany w Zatoce Puckiej. Zatoka ta będzie zbliżona pod względem rozkładu parametrów falowania do innych, mocno osłoniętych zatok Morza Bałtyckiego. Natomiast centralna, a szczególnie północna część Zatoki Gdańskiej wykazuje szereg cech wspólnych z otwartym Bałtykiem. Zgodnie z wynikami prezentowanymi w dostępnej literaturze, analiza zmienności przestrzennej wysokości fali znacznej potwierdza, że w Zatoce Gdańskiej jej wartość rośnie wraz ze wzrostem odległości od brzegu. Z kolei dla średniego okresu zależność jest odwrotna (Kwiecień, 1990; Cieślíkiewicz i Herman, 2001; Badur i Cieślíkiewicz, 2018). Dominują południowe i południowo-wschodnie kierunki propagacji. Podobne kierunki zanotowano na wybrzeżu litewskim (Kelpšaitė, Dailidienė i Soomere, 2011). Taki rozkład przestrzenny falowania wiatrowego oraz zmienność przestrzenna w rozkładzie kierunkowym

falowania związana jest z różnicami w rozciągłości działania wiatru między punktami, różnym otwarciem obszaru Zatoki Gdańskiej na falę rozkołysu propagującą się z północy i północnego zachodu oraz wpływem Półwyspu Helskiego. Bardzo silne wiatry północne i północno-zachodnie również mogą zwiększyć wysokości fali znacznej we wschodniej części Zatoki Gdańskiej (Kwiecień, 1990).

Wydłużony, lekko zakrzywiony kształt rozkładów (H_s, T_z) obecny w otwartej części Zatoki Gdańskiej jest typowy dla Morza Bałtyckiego (Kahma, Pettersson i Tuomi, 2003; Broman i in., 2006; Soomere i Zaitseva, 2007). Widoczny jest niewielki udział fal rozkołysu, co również jest charakterystyczne dla Bałtyku (Soomere, Weisse i Behrens, 2012). Na otwartym Bałtyku krzywa odpowiadająca w pełni rozwiniętemu morzu, które można opisać widmem Piersona-Moskovitza przechodzi najczęściej przez centralną część histogramu (H_s, T_z) (Soomere, 2016). W cytowanej pracy Soomere przywołano wyniki pochodzące z pomiarów (Almagrundet, Bogskär) oraz obserwacji wizualnych (Vilsandi). Obserwowane wizualnie falowanie w Zatoce Ryskiej, niewątpliwie również znacząco osłoniętej od wiatrów, charakteryzuje się bardziej skoncentrowanym kształtem rozkładu częstotliwościowego, zbliżonym do punktu W4. Najczęściej występujące pary (H_s, T_z) w Zatoce Ryskiej również leżą wzdłuż krzywej PM. Z kolei najczęściej występujące kombinacje wysokości fali znacznej i okresu dla wszystkich punktów, znajdują się poniżej krzywej PM. Podobny rozkład przedstawili Soomere i inni dla Głębi Arkońskiej, zarówno dla danych pomiarowych jak i tych pochodzących z modelowania. Autorzy sugerują, że taka relacja wynika z faktu, że Głębia Arkońska jest stosunkowo silnie ograniczona lądem i lokalny klimat falowy rozwija się w warunkach mocno zależnych od rozciągłości działania wiatru (Soomere, Weisse i Behrens, 2012). Możliwe jednak, że założenia i ograniczenia modeli numerycznych będą również częściowo wyjaśniały tę różnicę. Sam zakres wartości par (H_s, T_z) w Zatoce Gdańskiej bardziej odpowiada otwartemu Bałtykowi, natomiast położenie najczęściej występujących wysokości fali znacznej i okresów względem krzywej PM, przebiegające dalej im głębiej w zatoce położony jest analizowany punkt, najprawdopodobniej związane jest z osłoniętym charakterem Zatoki Gdańskiej. Oznacza to również, że fale Zatoki Gdańskiej są mniej strome niż fale otwartego Bałtyku (przy podobnych wysokościach mają mniejsze okresy).

W rozkładach zmienności przestrzennej całkowitych parametrów falowania wyraźnie zaznacza się cykl roczny i zmienność sezonowa, typowa dla wielu zjawisk przyrodniczych umiarkowanych szerokości geograficznych. Zmieniająca się bowiem w ciągu roku intensywność wiatru będzie wpływała na zmienność sezonową falowania wiatrowego na Bałtyku (Miętus, 1998; Jönsson, Broman i Rahm, 2002; Räämet i Soomere, 2010). Średnie H_s dla Zatoki Gdańskiej zmienia się od 0.6 m (maj) do 1.19 m w grudniu, natomiast średnie z maksimum w kolejnych miesiącach przyjmują wartości od 2.2 m (maj) do 4.3 m (styczeń). Na Almagrundet zakres średnich wysokości fali w ciągu roku zmienia się od 0.5 m w okresie maj-lipiec do 1.3–1.4 m w grudniu-styczniu (Broman i in., 2006). Podobny cykl roczny jest widoczny również w innych regionach Bałtyku (Alenius, Myrberg i Nekrasov, 1998; Suursaar i Kullas, 2009; Soomere, Weisse i Behrens, 2012). A zatem wartości minimalne są zbliżone między Zatoką Gdańską a otwartym Bałtykiem, natomiast w chłodnej części roku widoczne są większe różnice między tymi obszarami. Warto tu jeszcze wspomnieć o zmienności przestrzennej maksymalnych wartości wysokości fali znacznej. Prezentowane dane to maksima z danego miesiąca w każdym z punktów. Jeden silny sztorm, jaki wystąpił w danym miesiącu na przestrzeni 44 lat znajdzie swój obraz na Rys. 4.10. To jest najprawdopodobniej powód wysokich wartości wysokości fali znacznej dla kwietnia i niższych dla grudnia, a także wyjątkowy rozkład przestrzenny maksimum w październiku. Tym samym obraz

maksimum nie może być traktowany jako informacja o przeciętnym wzburzeniu morza w kolejnych miesiącach na obszarze Zatoki Gdańskiej.

Zmienność sezonowa średniego okresu T_z zaznacza się w niewielkim stopniu. Inni badacze wskazują na to, że w lecie okresy fali na Bałtyku mogą być krótsze niż w miesiącach zimowych (Jönsson, Broman i Rahm, 2002), co zauważa się również w pracach dotyczących Zatoki Gdańskiej (Kwiecień, 1990). W przeciwieństwie do wysokości fali, okres fali nie zmienia się w zależności od topografii dna. Przy założeniu warunków stacjonarnych, wartości okresu będą zależały jedynie od rozciągłości i czasu działania wiatru. Większe wartości tych parametrów oznaczają, że w widmie falowym nastąpi propagacja energii do niższych częstotliwości a zatem w trakcie rozwoju falowania okres fali się wydłuża. Może to wyjaśniać dlaczego maksymalne wartości średniego okresu są większe w południowej części Zatoki Gdańskiej – chociaż jest to różnica maksymalnie wynosząca 1 s. Soomere i Raamet również zauważyli, że okres fali jest większy w południowej części Bałtyku. Najprawdopodobniej wynika to z faktu, że dla tego regionu wiatry z wielu kierunków, a szczególnie z zachodu i północy oraz północno-zachodu, będą miały największą rozciągłość działania wiatru (Soomere i Räämet, 2011a). Björkqvist i inni również przywołują różnicę w rozciągłości działania wiatru dla wyjaśnienia różnicy 2 sekund w okresie obserwowanym w czasie sztormu na dwóch punktach Zatoki Botnickiej, oddalonych o około 130 km (Björkqvist i in., 2020).

Zarówno średnie jak i maksymalne roczne wartości wysokości fali znacznej charakteryzują się dodatnim trendem dla większości analizowanych punktów Zatoki Gdańskiej. Zmienność średniego okresu charakteryzuje się podobnym kierunkiem zmian jak średnia wysokość fali znacznej, jednak same wielkości zmian są rzędu części sekund. Maksymalne wartości tego parametru nie zmieniają się w usystematyzowany sposób. Dla punktu W4 najsilniej ze wszystkich widoczna jest oscylacyjna charakterystyka obu parametrów. Szereg autorów, np. (Cieślikiwicz, Paplińska-Swerpel i Soares, 2005; Räämet, Soomere i Zaitseva-Pärnaste, 2010; Björkqvist i in., 2018), wskazuje na znaczną zmienność czasowo-przestrzenną parametrów falowania na Morzu Bałtyckim. Literatura przedmiotu poruszająca temat istnienia wieloletnich trendów parametrów falowania wiatrowego na Morzu Bałtyckim wskazuje na silną zależność obecności i kierunku długotrwałych zmian od lokalizacji a także od wybranego okresu badawczego (Broman i in., 2006; Kelpšaitė, Herrmann i Soomere, 2008; Suursaar, 2010; Kelpšaitė, Dailidienė i Soomere, 2011; Soomere i Räämet, 2014; Najafzadeh, Kudryavtseva i Soomere, 2021). Kolejną przeszkodą w porównywaniu wieloletniej zmienności falowania w różnych regionach Bałtyku są różne techniki badawcze, co podkreślili w dyskusji swoich wyników Kudryavtseva i Soomere (2017). Mimo to, przyjrano się zmienności falowania prezentowanej dla różnych lokalizacji Bałtyku przez innych badaczy. Wybrano prace, w których analizowany okres jest najbliższy latom 1958–2001. W tym czasie na Bałtyku obserwowano:

- trendy świadczące o niewielkiej zmianie H_s ;
 - +1.8% rocznie na Almagrundet (Broman i in., 2006);
 - -0.005 m/rok wewnątrz Zatoki Fińskiej (Suursaar, 2010));
- trendy nieistotne statystycznie (Głębia Arkońska (Soomere, Weisse i Behrens, 2012));
- całkowity brak trendów (wybrzeże Litwy (Kelpšaitė, Herrmann i Soomere, 2008; Kelpšaitė, Dailidienė i Soomere, 2011)).

Suursaar i współautorzy przedstawiają, jak dostępność wiatru z określonych kierunków wpływa na obecność trendu parametrów falowania dla różnych punktów położonych w Zatoce Ryskiej w latach 1966–2011. Punkt wystawiony na działanie wiatrów SE charakteryzuje się

znacznym spadkiem średniej wysokości fali, natomiast zmienność H_s w punkcie, w którym dominują wiatry SW, ma bardziej oscylacyjny charakter, z maksimum, które wystąpiło w latach 1980–1990 (Suursaar, Kullas i Aps, 2012). Z wyżej wymienionych prac, jedynie na Almagrundet kierunek trendu jest podobny do przedstawionego w niniejszej rozprawie.

Oprócz spojrzenia na trendy, porównano sam przebieg średniej wysokości fali w czasie. Widoczne są pojedyncze lata, w których zmienność jest podobna między Zatoką Gdańską a różnymi lokalizacjami na Bałtyku. Na przykład spadek średniej wysokości fali znacznej w roku 1996 widoczny również na stacjach w Nidzie, Kłajpedzie i Połędzie (Kelpšaitė i in., 2008, 2011). Wysokie falowanie w roku 1983 zarejestrowano również na Vilsandi i w Zatoce Fińskiej (Suursaar i Kullas, 2009; Soomere, Zaitseva-Pärnaste i Räämet, 2011). Określenie, czy zmienność ta wynika z tych samych procesów czy jest wynikiem pewnej losowości wykracza poza główne cele niniejszej pracy.

W punktach otwartej części Zatoki Gdańskiej i rejonie północnego Bałtyku właściwego widoczna jest pewna wspólna cecha zmienności wysokości fali znacznej. Jest to mianowicie jej wzrost od roku 1958 do lat 90. i następujący spadek w ostatnich dekadach okresu badawczego. Należy podkreślić, że w Zatoce Gdańskiej jest to widoczne w wieloletniej średniej ruchomej a nie wprost w wartościach rocznych. Podobny przebieg średniej rocznej H_s został zarejestrowany na Almagrundet i Vilsandi (Broman i in., 2006; Soomere i Zaitseva, 2007; Suursaar i Kullas, 2009). Dokładne lata, w których zmiana ta zachodzi są różne w zależności od lokalizacji, jednak w ogólnym wymiarze kierunek zmienności średniej wysokości fali znacznej pozostaje podobny. Ponadto, Soomere i Räämet przedstawili wzrost obserwowany dla modelowanej H_s w latach 80. dla znacznej części Morza Bałtyckiego, chociaż z różną intensywnością w zależności od lokalizacji (Soomere i Räämet, 2011a). Tego rodzaju zmiany nie zostały zarejestrowane wzdłuż litewskiego wybrzeża ani na Głębi Arkońskiej (Kelpšaitė, Dailidienė i Soomere, 2011; Soomere, Weisse i Behrens, 2012). Autorzy badający zmiany parametrów falowania podają szereg możliwych przyczyn takiego kształtu zmienności w czasie wysokości fali znacznej. Jedną z najczęściej przywoływanych jest zmiana prędkości wiatru. W drugiej połowie XX wieku wskazywano na rosnący trend w prędkości wiatru nad północnym Atlantykiem, powiązany ze wzrostem wysokości fali znacznej (Bertin, Prouteau i Letetrel, 2013). Trend ten był szczególnie silny dla największych prędkości wiatru i częściowo obserwowany również na stacjach pomiarowych nad Bałtykiem (Alexandersson, Tuomenvirta, Schmith i Iden, 2000). Późniejsze badania wskazują na to, że obserwowany dodatni trend w prędkości wiatru nie był stały i po wzroście w latach 80. i 90., średnie roczne prędkości wiatru zaczęły spadać (Soomere i Räämet, 2014). Niektórzy autorzy zauważają, że obserwowane zmiany prędkości wiatru nie wyjaśniają w pełni obserwowanej przez nich zmienności w wysokości fali znacznej (Soomere i Räämet, 2011b). Jako inną przyczynę wpływającą na obserwowany wzrost średnich H_s wskazuje się zmianę rozkładu częstotliwości występowania kierunków wiatrów umiarkowanych i dużych prędkości (Kudryavtseva i Soomere, 2017). Analiza wiatru geostroficznego w latach 1951–2015 nad polskim wybrzeżem zdaje się potwierdzać wzrost intensywności przepływu powietrza, szczególnie z kierunków zachodnich, co mogło wpłynąć na obraz falowania wiatrowego Zatoki Gdańskiej w tym czasie (Marosz, 2017).

Statystycznie istotne trendy wskazujące na zmianę maksymalnej wysokości fali znacznej oraz 99 percentyla przedstawione w niniejszej pracy są bardziej strome niż ma to miejsce dla średnich wartości H_s . Dodatni trend maksymalnych wartości wysokości fali znacznej jest najprawdopodobniej związany z liczbą ekstremalnych zjawisk sztormowych w danym okresie (liczba zjawisk sztormowych obserwowanych w prezentowanych danych zostanie przedstawiona w rozdziale 4.4).

Soomere i Räämet wskazują, że ogólny kierunek trendów średnich i ekstremalnych wartości wysokości fali znacznej jest zwykle analogiczny dla tych samych lokalizacji w Morzu Bałtyckim (Soomere i Räämet, 2011a). Podobny kierunek zmian dla średnich i maksymalnych H_s widoczny jest na przykład w głębi Zatoki Fińskiej i w północno-zachodniej Zatoce Ryskiej (Suursaar, 2010; Suursaar, Kullas i Aps, 2012). Są jednak regiony, w których wartości ekstremalne wysokości fali znacznej zmieniają się w inny sposób niż średnie roczne wartości tego parametru, tak jak w niniejszej pracy. Przykładem może być punkt w NE Zatoce Ryskiej, w której średnie H_s mają stosunkowo niewielki ujemny trend, natomiast zarówno wartości maksymalne jak i 90 i 99 percentyl charakteryzują się dodatnim trendem w okresie 1966–2011 (Suursaar, Kullas i Aps, 2012). Podobnie w punkcie położonym na wysokości Vilsandi, Suursaar i inni wskazują na przeciwne kierunki trendów dla średniej i maksymalnej oraz 90 i 99 percentyla H_s dla lat 1966–2006, szczególnie po roku 1990. Autorzy zaznaczają jednak, że uzyskane wyniki powinny być traktowane z ostrożnością, m.in. ze względu na ograniczenia wynikające z modelu (model pierwszej generacji) oraz dostępności danych walidacyjnych (Suursaar i Kullas, 2009; Suursaar, Kullas i Szava-Kovats, 2009).

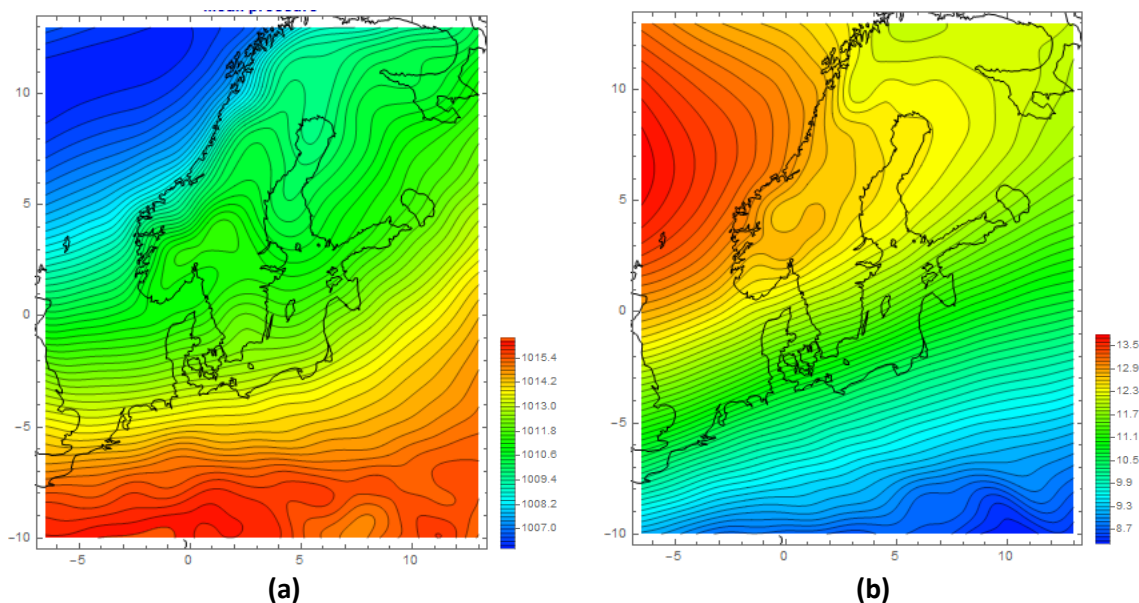
Badania zmienności wieloletniej średniego okresu i okresu piku przedstawiane są w literaturze stosunkowo rzadko. Ogólny kierunek zmian tych parametrów dla lat 1970–2007 zmienia się na Głębi Arkońskiej podobnie jak wysokość fali znacznej. Zatem w lokalizacjach, w których obserwowano wzrost (spadek) wysokości fali znacznej, również okres średni i okres piku charakteryzują się wydłużeniem (skróceniem). Modelowane zmiany są rzędu dziesiątych części sekundy. Autorzy wskazują, że przy praktycznych zastosowaniach przedstawianych wyników takie zmiany okresu można traktować jak pomijalną zmienność parametru (Soomere i Räämet, 2011a). Suursaar i Kullas przedstawiają zmienność okresu w latach 1966–2006 w punkcie położonym na wschód od Saaremy. W badanym okresie zmienność okresu również zbliżona jest do zmienności średniej wysokości fali znacznej (Suursaar i Kullas, 2009). Tym samym obserwowany w niniejszej pracy przebieg średniego okresu w czasie ma podobny charakter do zmienności tego parametru obserwowanego przez innych badaczy, zarówno pod względem kierunku jak i wielkości zmian.

4.2 Typowe warunki meteorologiczne

Pole falowania wiatrowego w Zatoce Gdańskiej zależy od warunków meteorologicznych panujących nad całym obszarem Morza Bałtyckiego. W związku z tym, do analizy zmienności klimatu falowego południowego Bałtyku niezbędne jest przedstawienie typowego rozkładu ciśnienia atmosferycznego oraz pola prędkości wiatru nad Morzem Bałtyckim i otaczającym je lądem. W niniejszym rozdziale zostaną opisane parametry statystyczne rozkładu ciśnienia atmosferycznego oraz prędkości i kierunku wiatru na zadanym obszarze w okresie 1958–2001, które zostały wyznaczone na podstawie analizowanych zestawów danych.

4.2.1 Ciśnienie atmosferyczne

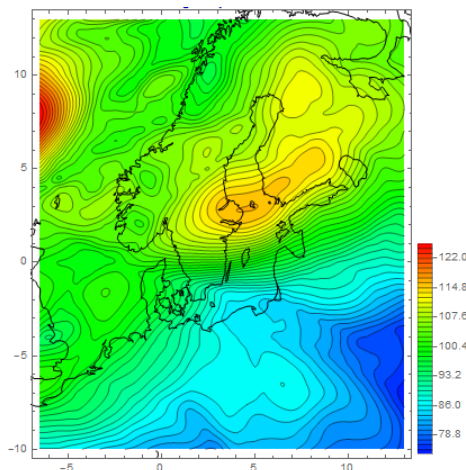
Średni rozkład przestrzenny ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza charakteryzuje się wyraźnym gradientem (Rys. 4.18, a). Średnie wartości ciśnienia zmieniają się w zakresie od 1007 hPa nad Morzem Norweskim do 1015 hPa nad lądem, na wysokości Niderlandów i środkowych Niemiec. Nad Morzem Bałtyckim średnie wartości ciśnienia atmosferycznego zawierają się w zakresie od 1009 hPa na północy do 1013 hPa w południowej części Bałtyku. Widać wyraźny wpływ lądu, w szczególności Gór Skandynawskich na pole ciśnienia atmosferycznego – można bowiem przypuszczać, że to ich obecność odpowiada za największy gradient ciśnienia atmosferycznego, zlokalizowany w północno-zachodniej części analizowanego obszaru.



Rys. 4.18. Rozkład ciśnienia atmosferycznego w latach 1958–2001 [hPa]; wartości średnie ciśnienia (a) i jego odchylenie standardowe (b). Każda z ilustracji ma własną skalę barwną

Widoczna część Morza Norweskiego charakteryzuje się najniższymi wartościami średniego ciśnienia w okresie 1958–2001, równocześnie będąc obszarem o największej zmienności tego parametru (Rys. 4.18, b). Nad całym analizowanym obszarem odchylenie standardowe zmienia się w zakresie od 8 hPa nad lądem w południowo-wschodniej części obszaru do około 14 hPa nad Morzem Norweskim. Nad Bałtykiem odchylenie standardowe zmienia się w zakresie 10–11.5 hPa, a zatem jego rozkład nad obszarami wodnymi jest stosunkowo równomierny. W ramach analizy podstawowych parametrów statystycznych przedstawiono również zakres wartości ciśnienia atmosferycznego, zdefiniowanego jako różnica między modelowanym maksymalnym a

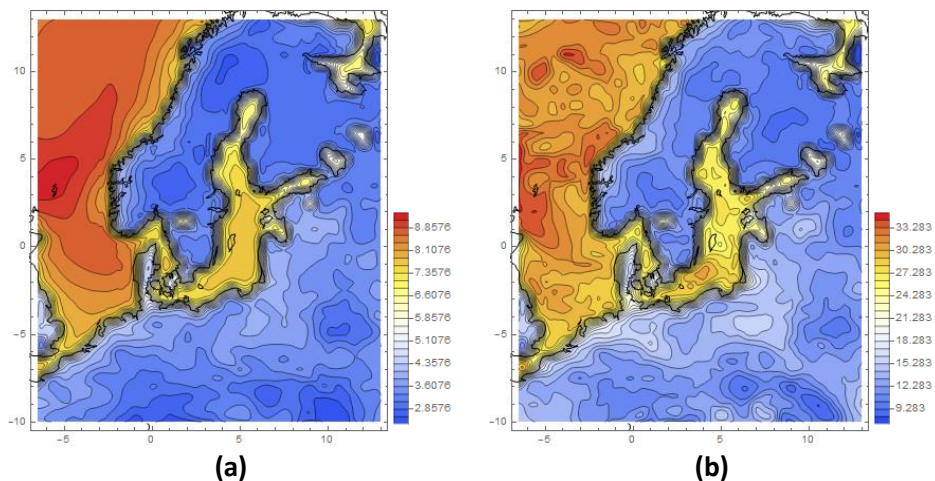
minimalnym ciśnieniem (Rys. 4.19). Różnica ta zmienia się między 75 hPa a 125 hPa. Największy zakres wartości ciśnienia atmosferycznego widoczny jest na granicy obszaru, w jego zachodniej części. Najmniejszy natomiast – nad obszarami lądowymi, w południowo-wschodnim rejonie. W centralnej części Bałtyku zaznacza się koncentryczny obszar charakteryzujący się większym zakresem ciśnień, z centrum nad Wyspami Alandzkimi.



Rys. 4.19. Zakres zmienności ciśnienia atmosferycznego [hPa] 1958–2001.

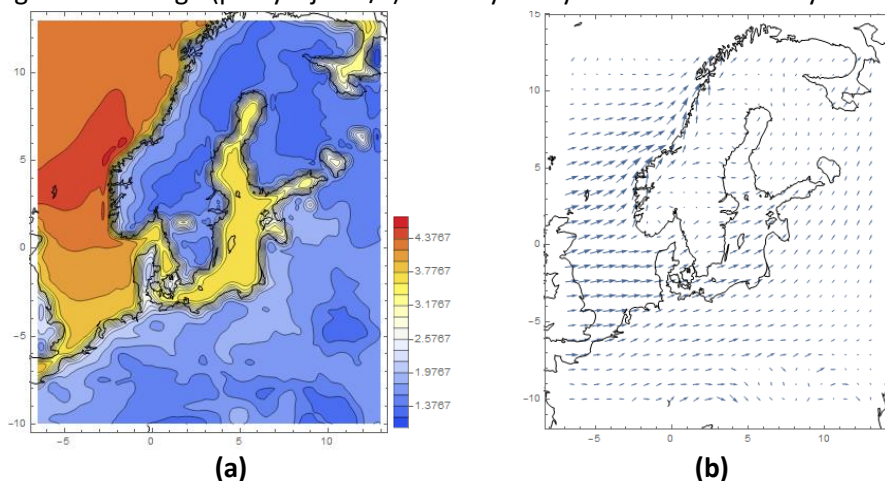
4.2.2 Pole wiatru

Średnia prędkość wiatru nad obszarami morskimi zmienia się w zakresie od 6–8 m/s na Bałtyku do 8–9 m/s na Morzu Norweskim i Północnym (Rys. 4.20, a). Największe średnie prędkości są modelowane w otoczeniu Wysp Szetlandzkich. Zarówno na widocznym obszarze Atlantyku jak i na Morzu Bałtyckim średnie prędkości wiatru są jednorodnie rozłożone przestrzennie. Zupełnie inaczej sytuacja wygląda dla maksymalnych prędkości wiatru (Rys. 4.20, b), których rozkład przestrzenny charakteryzuje się dużą zmiennością. Zakres maksymalnych prędkości wiatru z badanego okresu mieści się w przedziale ok. 24–35 m/s. Największe wartości prędkości wiatru, sięgające 33.3 m/s, występują na zachód od Szetlandów. Na Bałtyku maksimum wynosi 30 m/s i występuje w centralnej części południowego Bałtyku. Zarówno dla średnich jak i maksymalnych prędkości wiatru, ich wartości nad obszarami lądowymi są dużo mniejsze. Zmieniają się one w zakresie 2–4 m/s dla wartości średnich i 9–16 m/s dla wartości maksymalnych.



Rys. 4.20. Średnia modułu prędkości wiatru [m/s] (a); maksymalna wartość prędkości wiatru [m/s] (b) dla lat 1958–2001. Każda z ilustracji ma własną skalę barwną.

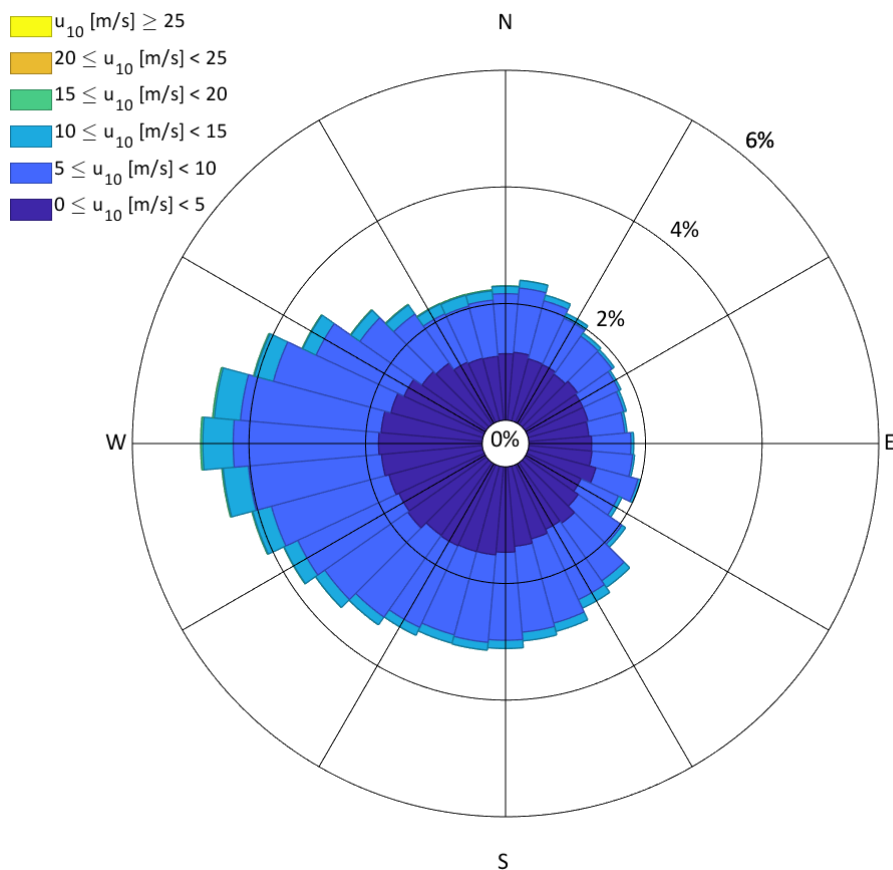
Również wartości odchylenia standardowego są dużo mniejsze nad lądem niż nad obszarami morskimi (Rys. 4.21, a). Największe wartości tego parametru są widoczne na granicy mórz Norweskiego i Północnego (powyżej 4 m/s) z maksymalnymi wartościami u wybrzeży Norwegii.



Rys. 4.21. Odchylenie standardowe wartości bezwzględnej prędkości wiatru (a); średni kierunek wiatru (b). Wielkość strzałek określa średnią całkowitą prędkość wiatru.

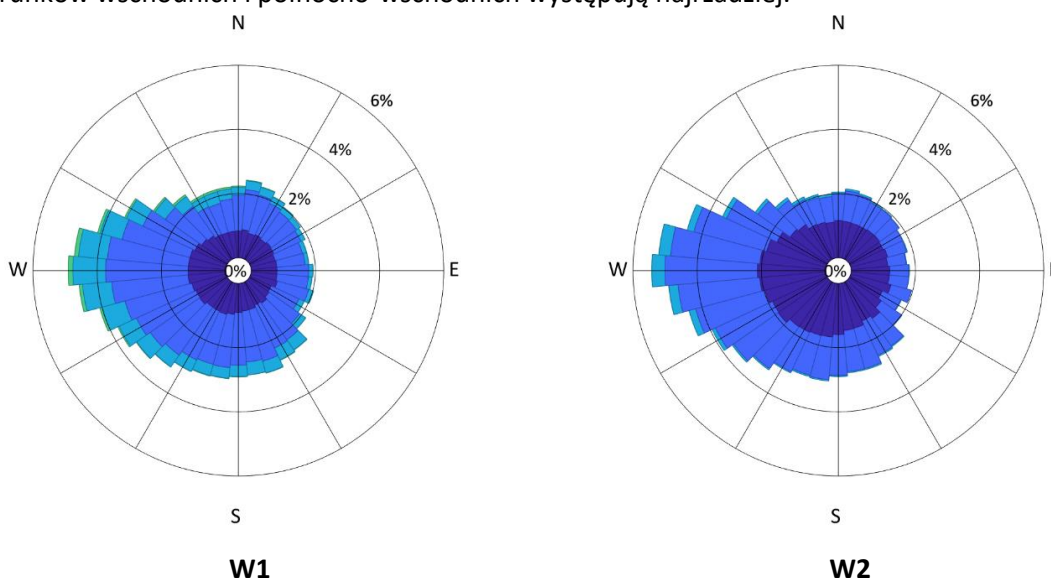
Na Morzu Północnym dominuje zachodni kierunek wiatru (Rys. 4.21, b). Widoczne jest opływanie przez masy powietrza Półwyspu Skandynawskiego od strony Atlantyku – w tym rejonie dominują wiatry południowo-zachodnie. Na Bałtyku dominuje wiatr WSW, który zmienia kierunek na SW nad Zatoką Fińską i Botnicką.

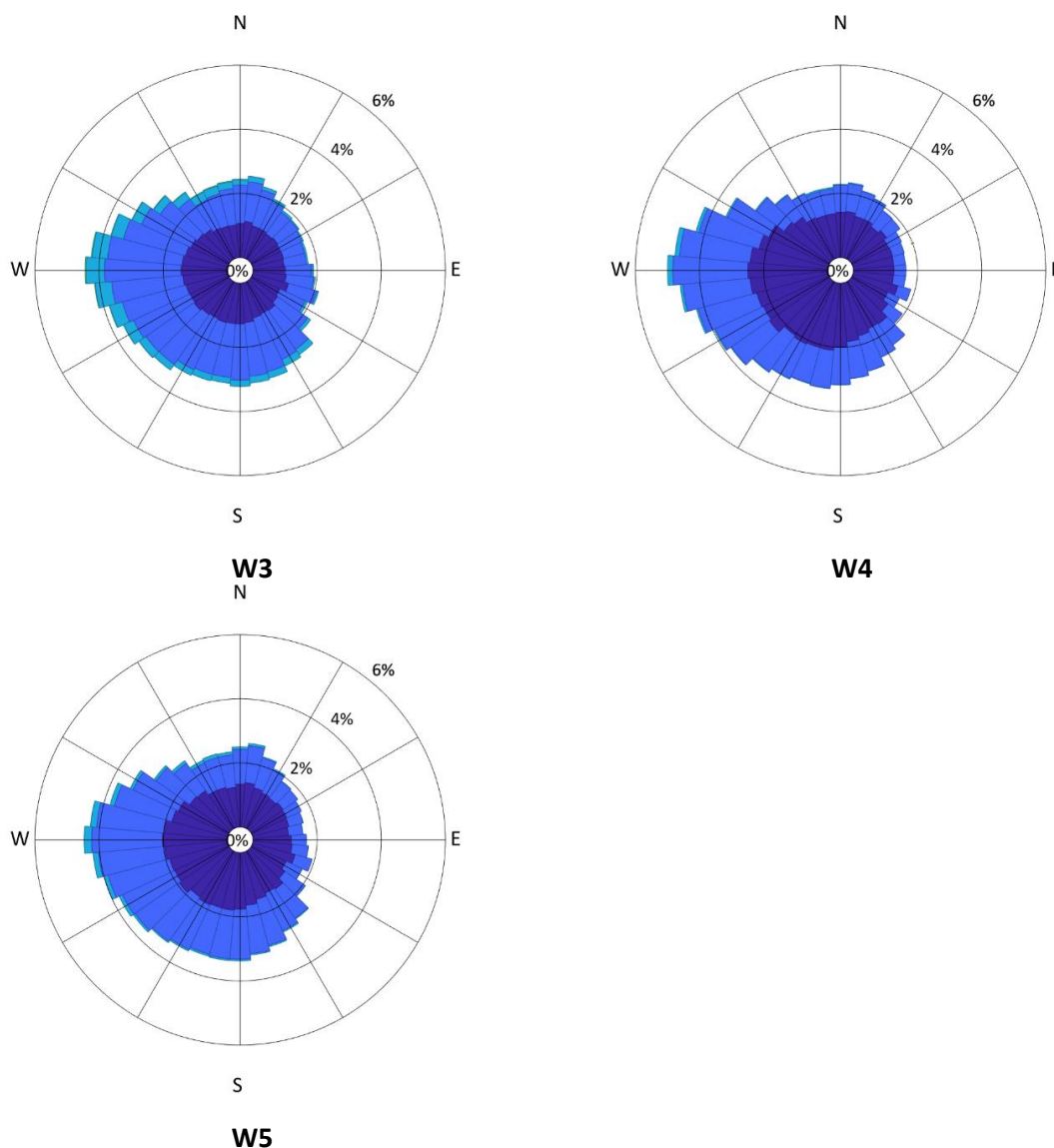
W Zatoce Gdańskiej częstość występowania wiatrów z kierunków zachodnich i południowo-zachodnich jest wyraźnie większa niż wiatrów z innych kierunków. Najsilniej widać to dla wiatrów o większych prędkościach, chociaż nawet dla wiatrów o prędkości poniżej 5 m/s widoczna jest niewielka dominacja wiatrów zachodnich (Rys. 4.22).



Rys. 4.22. Rozkład częstotliwościowy prędkości i kierunku wiatru dla całej Zatoki Gdańskiej w okresie badawczym. Kierunek wiatru jest „z”.

Zauważalna jest zmienność przestrzenna rozkładu kierunkowego prędkości wiatru w Zatoce Gdańskiej (Rys. 4.23). Punkty W1 oraz W3 charakteryzuje dominacja wiatrów zachodnich oraz południowych, szczególnie dla większych prędkości wiatru. Punkt najbardziej na północ (W1) ma największy udział wiatrów przekraczających 10 m/s. W punktach położonych głębiej w zatoce (W4, W5) widać rosnący udział wiatrów poniżej 5 m/s. We wszystkich lokalizacjach wiatry z kierunków wschodnich i północno-wschodnich występują najrzadziej.





Rys. 4.23. Rozkład częstotliwościowy prędkości i kierunku wiatru dla 5 wybranych punktów Zatoki Gdańskiej w badanym okresie. Kierunek wiatru jest „z”. Wszystkie rozkłady mają taki sam rozkład częstości. Skala barwna jest taka sama jak na Rys. 4.22.

4.2.3 Interpretacja wyników

Pole średniego ciśnienia atmosferycznego przedstawione w niniejszej pracy przyjmuje średnie wartości między 1009–1013 hPa na przeważającym obszarze Bałtyku, w większości zgodnie z danymi literaturowymi (Kwiecień, 1987; Miętus, 1998; Hagen i Feistel, 2008). Poniżej przedstawiono średnie wartości ciśnienia atmosferycznego z wielolecia 1960–2001 zmierzone na stacjach IMGW-PIB na polskim wybrzeżu (Tabela 4.4), których wartości zbliżone są do uzyskanych w niniejszej pracy, tj., 1013 hPa nad południowym Bałtykiem.

Tabela 4.4. Średnie wieloletnie wartości ciśnienia atmosferycznego z wybranych stacji IMGW-PIB na polskim wybrzeżu w okresie 1960–2001.

Miasto	Świnoujście	Kołobrzeg	Ustka	Łeba	Hel	Gdańsk
Ciśnienie [hPa]	1014.74	1014.86	1014.47	1014.40	1014.71	1012.78

Rozkład przestrzenny ciśnienia atmosferycznego przedstawiony w niniejszej pracy jest zbliżony do tego zaprezentowanego przez Hurrella dla miesięcy zimowych dla lat 1958–2006 (Hurrell, 2015). Podobny rozkład izobar przedstawia Lehmann i inni, również dla miesięcy zimowych (DJF) dla okresu 1979–2014 (Lehmann i in., 2017). Cytowane prace nie przedstawiają rozkładu ciśnienia dla pozostałej części roku. Podobny rozkład ciśnień nad Bałtykiem przedstawia Kwiecień, podkreślając, że jest on odpowiedzialny za przewagę wiatrów W i SW nad Bałtykiem (Kwiecień, 1987). Bednorz przedstawia zmienność przestrzenną ciśnienia atmosferycznego w okresie kwiecień-wrzesień, w latach 1982–2010. W cieplejszej połowie roku, izobary położone są wzdłuż równoleżników. Na obszarze odpowiadającym obszarowi REMO, zagęszczenie izobar jest jednak wyraźnie rzadsze, niż prezentowane tu wartości dla całego roku (Bednorz, Pótrolniczak i Czernecki, 2013). Można zatem przypuszczać, że wieloletnie średnie pole ciśnienia dobrze oddaje rozkład tego parametru w miesiącach zimowych, charakteryzujących się największą zmiennością pola ciśnienia atmosferycznego.

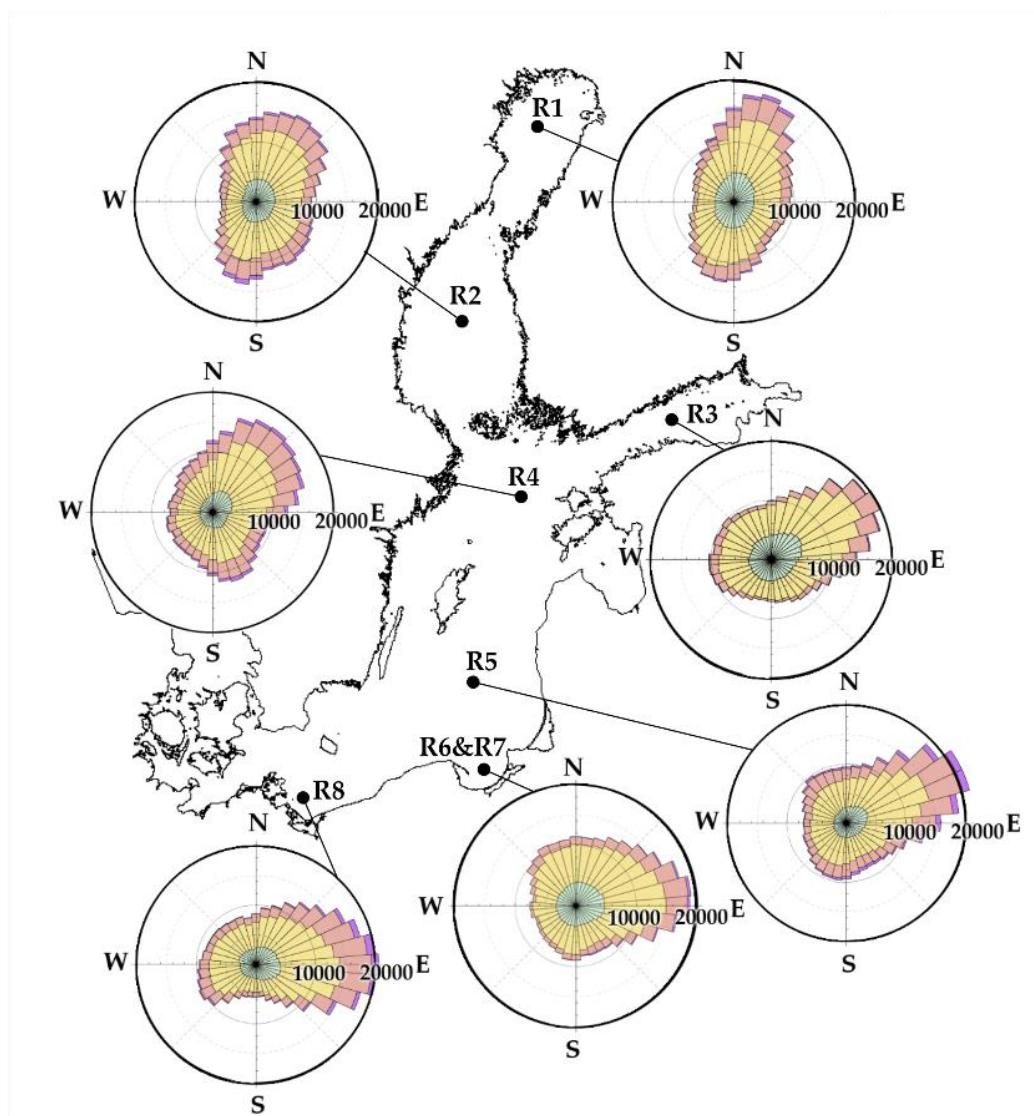
Pole średniej prędkości wiatru jest bardziej jednorodne na Bałtyku niż na widocznej części północnego Atlantyku. Za wyjątkiem Vilsandi, mierzone, średnie prędkości wiatru na wybrzeżu polskim i estońskim, są niższe niż modelowane średnie dla otwartego Bałtyku (Tabela 4.5). Jest to jednak wynik spodziewany, ze względu na to, że podane niżej wartości są mierzone na lądzie. Gdańsk i Vilsandi, charakteryzujące się największymi prędkościami, są stacjami o największej rozciągłości działania wiatru, które równocześnie są narażone na najsilniejsze wiatry z kierunków północnych i zachodnich. Możliwe również, że stacje te (bądź same urządzenia pomiarowe) są bardziej wystawione na działanie wiatru niż pozostałe.

Tabela 4.5. Średnie wieloletnie prędkości wiatru na wybranych stacjach meteorologicznych na polskim (lata 1960–2001) i estońskim (lata 1958–2001) wybrzeżu.

Miasto	Świnoujście	Kołobrzeg	Ustka	Łeba	Hel	Gdańsk	Vilsandi	Ristna
Prędkość wiatru [m/s]	3.81	3.31	4.05	4.73	4.46	5.19	6.37	4.29

Maksymalne prędkości wiatru na Bałtyku, zlokalizowane w centralnej części Bałtyku południowego, osiągnęły 30 m/s. Wartości tego parametru nie odstają od wyników prezentowanych przez innych badaczy (Soomere i Keevallik, 2001; Suursaar i in., 2006; Pietrek, Jasiński i Winnicki, 2014; Bierstedt, Hünicke i Zorita, 2015; Marosz, 2017). Przeważa kierunek wiatru z południowego zachodu. Ten kierunek pokrywa się z kierunkiem wiatru wynikającym z rozkładu przestrzennego średniego ciśnienia atmosferycznego (Rys. 4.18).

W niniejszej pracy wielokrotnie wspomniano zależność falowania od kierunku wiatru, a także wpływ ukształtowania Bałtyku na rozciągłość działania wiatru. Potwierdzeniem tego są wyznaczone dla różnych regionów Bałtyku rozkłady częstotliwościowe kierunków wiatru (Rys. 4.24, kierunki wyznaczone są „na”). Pokrótce, dla 8 punktów reprezentujących 8 rejonów, dominujący kierunek wiatru zmienia się na przestrzeni Morza Bałtyckiego. Na południu dominują wiatry zachodnie, z kolei wraz z przemieszczaniem się na północ rośnie udział wiatrów północnych i południowych. Szczególnie dotyczy to wiatrów o większych prędkościach. Warto podkreślić, że dla punktów w Zatoce Gdańskiej, o ile dominują wiatry z kierunków zachodnich, widoczny jest również udział wiatrów z południa i, w mniejszym stopniu z północy. Pełen opis rysunku znajduje się w pracy: (Cieślikiewicz i Cupiał, 2023). Podobny rozkład kierunków przedstawia Jönsson, Broman i Rahm, 2002 – chociaż wyznaczono go na podstawie danych jedynie dla jednego roku.



Rys. 4.24. Rozkład częstotliwościowy kierunków i prędkości wiatru nad obszarem Bałtyku w wybranych punktach w latach 1958–2001. Zakresy prędkości wiatru oznaczone kolorami są podzielone następująco: 0–5, 5–10, 10–15, 15–20 m/s. Kierunek wiatru jest w innej konwencji w stosunku do pozostałych róż wiatru przedstawianych w niniejszej pracy: rozkłady wyznaczają kierunek „na” (Cieślakiewicz i Cupiał, 2023).

4.3 Zmienność warunków cyrkulacyjnych

Klimat i ruch mas powietrza nad Bałtykiem jest zależny od rozkładu ciśnień atmosferycznych nad północną Europą, które można opisać przy pomocy wzorców przestrzennych (Miętus, 1999; Lehmann, Getzlaff i Harlaß, 2011; Lehmann i in., 2017; Bednorz, Pótrołniczak i Czernecki, 2013; Schimanke, Dieterich i Meier, 2014). W celu prześledzenia roli pól ciśnienia atmosferycznego i pól prędkości wiatru w kształtowaniu klimatu falowego Zatoki Gdańskiej zastosowano analizę EOF do tych parametrów dla okresu 1958–2001 dla obszaru REMO. Jej wyniki zostaną opisane szczegółowo w kolejnych podrozdziałach. Wektorowe pola prędkości wiatru zostały zapisane w postaci zespolonej, podobnie jak w pracy Cieślakiewicza i Graffa (1996).

Analiza EOF pozwala na identyfikację charakterystycznych wzorców czasowo-przestrzennych zmienności ciśnienia atmosferycznego oraz prędkości wiatru nad badanym obszarem i wyznaczenie stowarzyszonych szeregów czasowych, które opisują ich ewolucję w czasie. Metoda EOF stosowana jest do pól anomalii (różnicy od wartości średniej) obu parametrów. W niniejszej pracy obliczono średnie roczne wartości głównych składowych. Dla głównych składowych pola ciśnienia sprawdzono obecność statystycznie istotnego (na poziomie istotności wartości $p < 0.05$) trendu liniowego. Statystycznie istotne trendy są przedstawione na odpowiednich ilustracjach (Rys. 4.25). Jak wspomniano Metodach, ograniczono liczbę istotnych wzorców za pomocą testu ospiska. Według niego, jedynie pierwsze trzy mody powinny zostać poddane interpretacji. Ze względu jednak na interesujące wyniki jakie przedstawia 4 mod pól ciśnienia atmosferycznego dla sztormów, które zostaną opisane w podrozdziale 4.5.1, mod ten zostanie opisany również dla pozostałych parametrów.

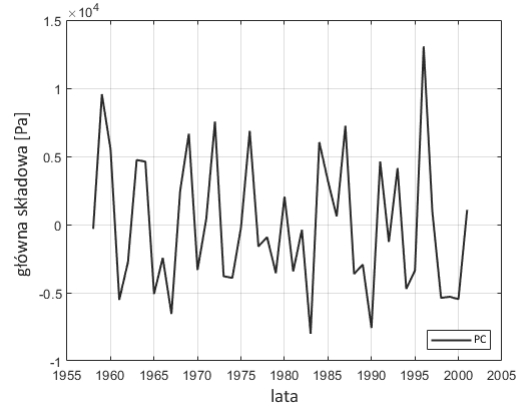
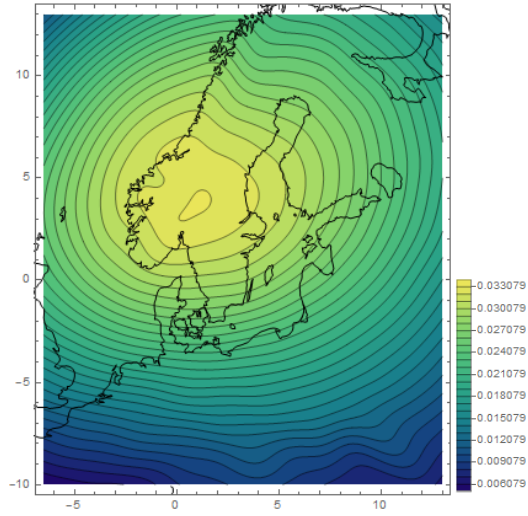
4.3.1 Wzorce pola anomalii ciśnienia atmosferycznego

Przedstawione mody EOF ciśnienia są bezwymiarowe. Wartości izolinii na rysunkach wektorów własnych są znormalizowane do zakresu $[0,1]$ przy pomocy równania (3.4). Zarówno wzorce zmienności przestrzennej jak i stowarzyszone szeregi czasowe głównych składowych mogą przyjmować wartości dodatnie i ujemne. W sensie matematycznym, znak przedstawianych modów jest nadany arbitralnie, co oznacza, że jednocześnie odwrócenie znaku zarówno wzorca jak i szeregu czasowego nie wpłynie na przedstawianą zmienność danego parametru ani jej ewolucję w czasie (Bierstedt, Hünicke i Zorita, 2015). W kolejnych podrozdziałach będzie mowa o dodatnich i ujemnych wartościach wzorców i głównych składowych, jednak to, co faktycznie jest istotne to fakt, czy kolejne wektory własne związane są z dodatnimi czy ujemnymi anomaliami ciśnienia. Oznacza to, że do poprawnej interpretacji wyników, kluczowa jest analiza zarówno wektorów własnych, przedstawiających wzorce przestrzenne, jak i stowarzyszonych głównych składowych, które będą informować o sile anomalii danego parametru. Cztery pierwsze mody wyjaśniają łącznie ok. 91% całkowitej wariancji pola anomalii ciśnienia atmosferycznego nad obszarem REMO w latach 1958–2001 (Tabela 4.6).

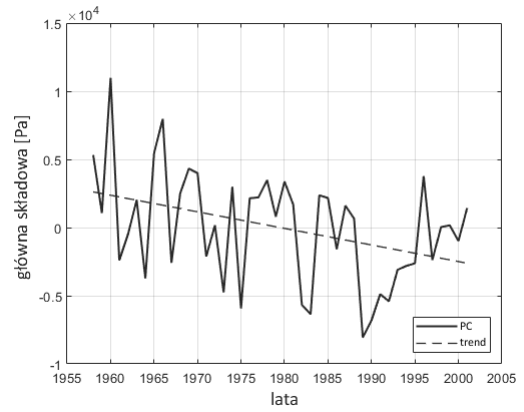
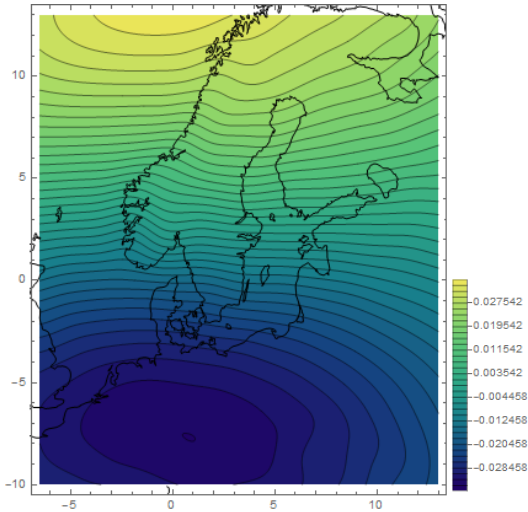
Tabela 4.6. Udział wariancji anomalii ciśnienia atmosferycznego wyjaśnianej przez pierwsze cztery wzorce własne (oddzielnie i kumulatywnie) dla okresu 1958–2001.

	Wzorec EOF				
	1	2	3	4	1+2+3+4
Procent całkowitej wariancji ciśnienia atmosferycznego	53.81	18.67	14.74	4.10	91.32

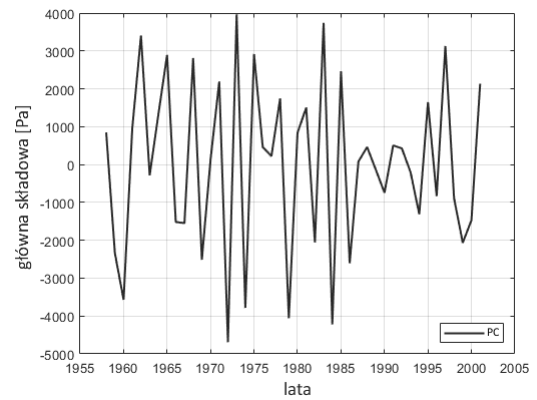
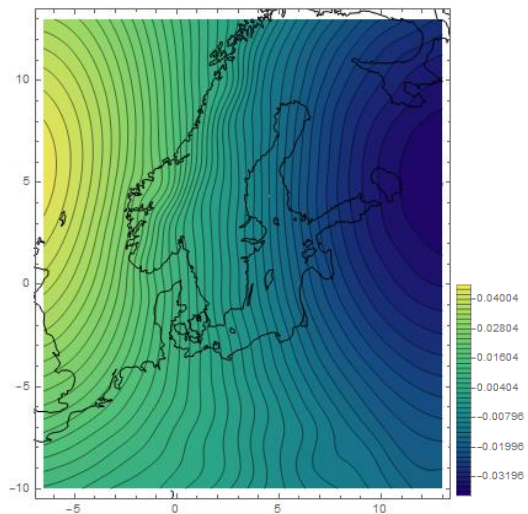
Na Rys. 4.25 przedstawiono cztery pierwsze wzorce przestrzenne wraz ze średnimi rocznymi wartościami odpowiadających im głównych składowych (ang. *principal component*, dalej w skrócie PC 1-4).



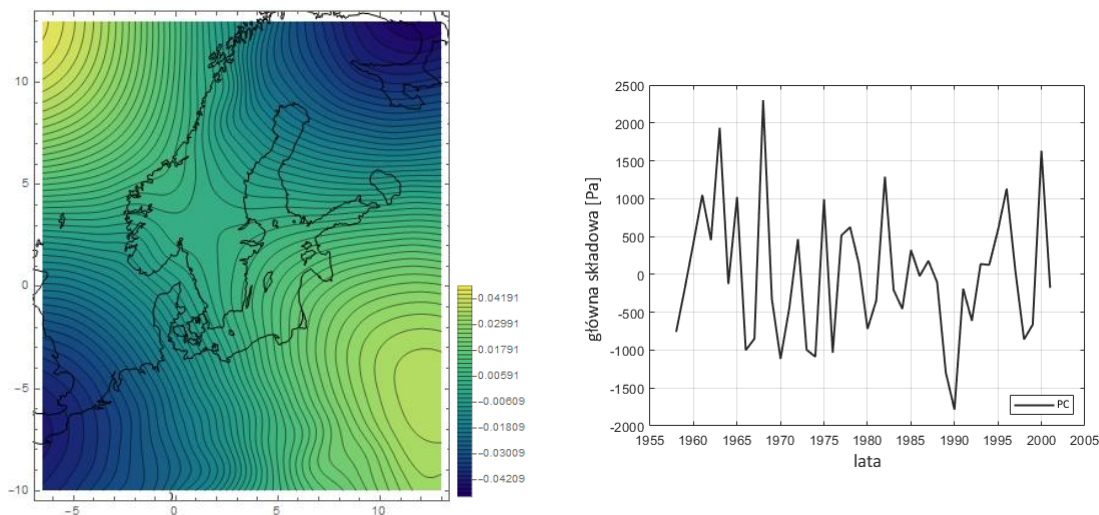
(a)



(b)



(c)



(d)

Rys. 4.25 Pierwsze cztery wzorce anomalii ciśnienia atmosferycznego (a-d), wraz z odpowiadającymi im seriami czasowymi średnich rocznych składowych głównych. Każdy wzorek ma własną skalę barwną. Na wykresach średnich rocznych wartości głównych składowych (prawa kolumna; [Pa]) zaznaczono statystycznie istotne ($p < 0.05$) trendy liniowe.

4.3.1.1 Opis wektorów własnych

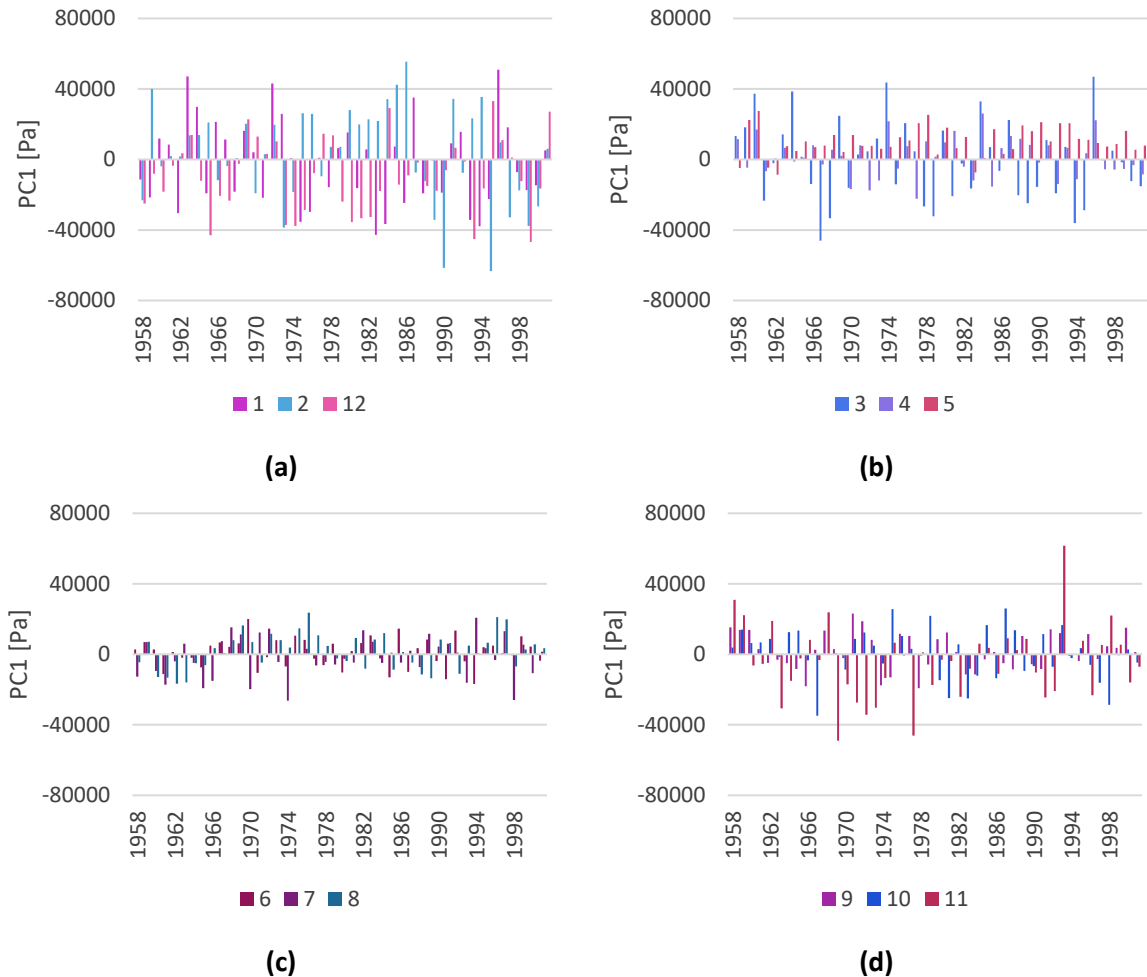
Pierwszy wektor własny pola anomalii ciśnienia atmosferycznego EOF 1, 53.81% charakteryzuje się anomalią przypominającą kształtem rozległe centrum wyżu (lub niżu) barycznego. Zajmuje ona niemal cały badany obszar a jej centrum leży nad południową Skandynawią (Rys. 4.25 (a), lewa kolumna). Pole anomalii ciśnienia EOF 1 przyjmuje ten sam znak na całym obszarze REMO. Pod względem udziału wyjaśnianej wariancji mod EOF 1 wyraźnie dominuje nad kolejnymi modami (Tabela 4.6). Średnie roczne stowarzyszonego szeregu czasowego PC 1 nie charakteryzują się zmiennością, którą można opisać istotnym statystycznie trendem. Większe wartości bezwzględne przyjmuje on dla znaku zgodnego ze znakiem pierwszego modu. Widoczny jest pik intensywności tego wzorca w roku 1996 i mniejszy dla roku 1959.

Drugi (EOF 2, 18.67%) i trzeci (EOF 3 14.74%) mod charakteryzują się silnymi gradientami, południkowym i równoleżnikowym, odpowiednio (Rys. 4.25 (b, c), lewa kolumna). W obu przypadkach wzorce przestrzenne charakteryzuje struktura dipolowa, chociaż centra anomalii znajdują się w większym stopniu poza analizowanym obszarem. Średnie roczne wartości głównej składowej EOF 2 charakteryzują się istotnym statystycznie trendem – jest to trend malejący. Warto podkreślić, że oznacza to jedynie częstsze występowanie lat, w których średnio PC częściej przyjmuje wartości ujemne, co odwraca znaki pola anomalii EOF 2 (Rys. 4.25, b). Takie warunki utrzymywały się między latami 1989 a 1995. Trzecia główna składowa nie wykazuje tendencji do ukierunkowanej zmiany w badanym okresie. Wartości PC 3 są o rząd wielkości mniejsze niż dwóch pierwszych składowych głównych.

Czwarty wzorek odpowiada za jedynie 4% łącznej wariancji. Wzorek przestrzenny przedstawia dosyć złożony obraz: opisuje układ anomalii ciśnienia z czterema lokalnymi centrami rozmieszczonymi w narożnikach badanego obszaru (Rys. 4.25 (d), lewa kolumna). Centra o tym samym znaku znajdują się w przeciwległych narożnikach. Nad południową Skandynawią znajduje się obszar z najmniejszym gradientem ciśnienia. Zmienność w czasie szeregu czasowego stowarzyszonego z tym wzorcem nie wykazuje istotnego statystycznie trendu.

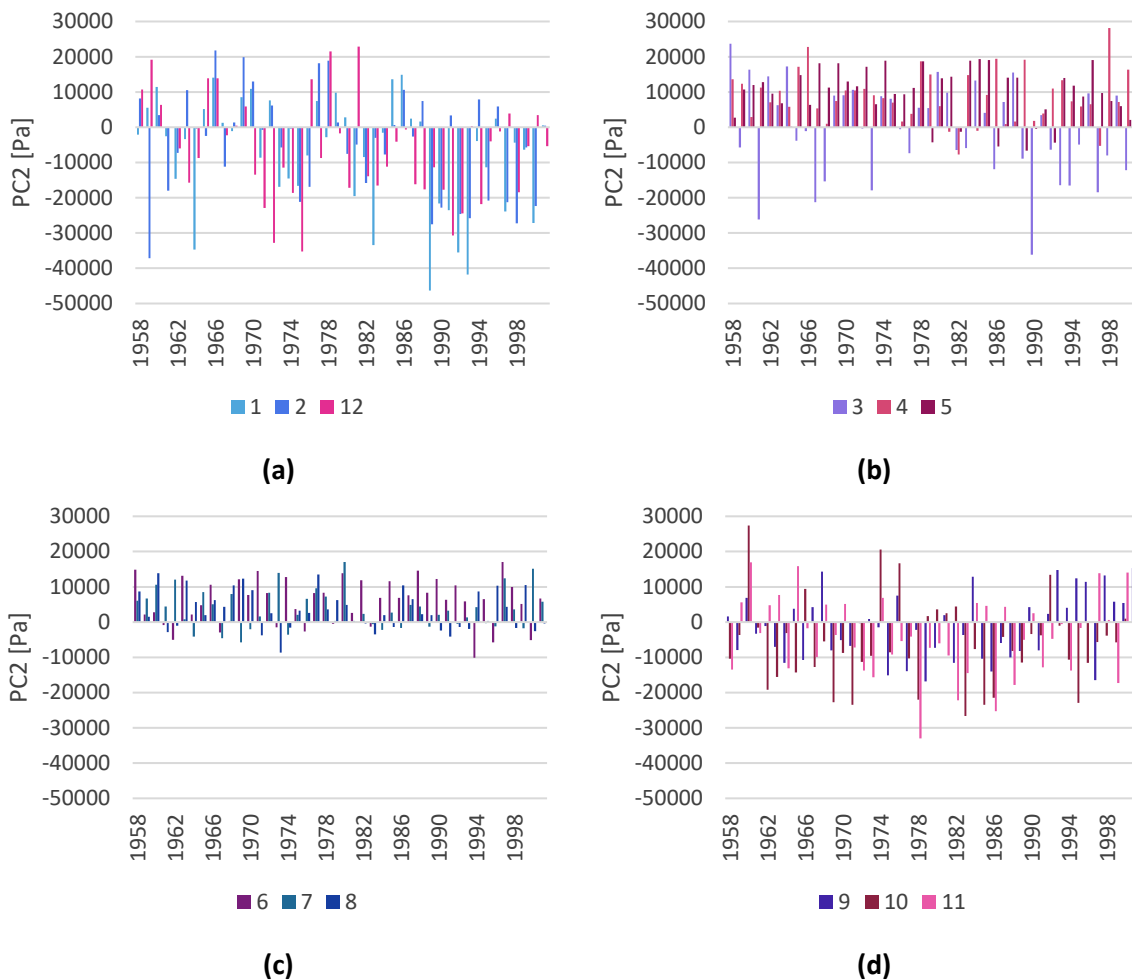
4.3.1.2 Zmienność sezonowa

Analizę zmienności sezonowej wzorców anomalii pola ciśnienia atmosferycznego na obszarze REMO przeprowadzono na podstawie średnich miesięcznych wartości głównych składowych w kolejnych latach (Rys. 4.26 do Rys. 4.29).



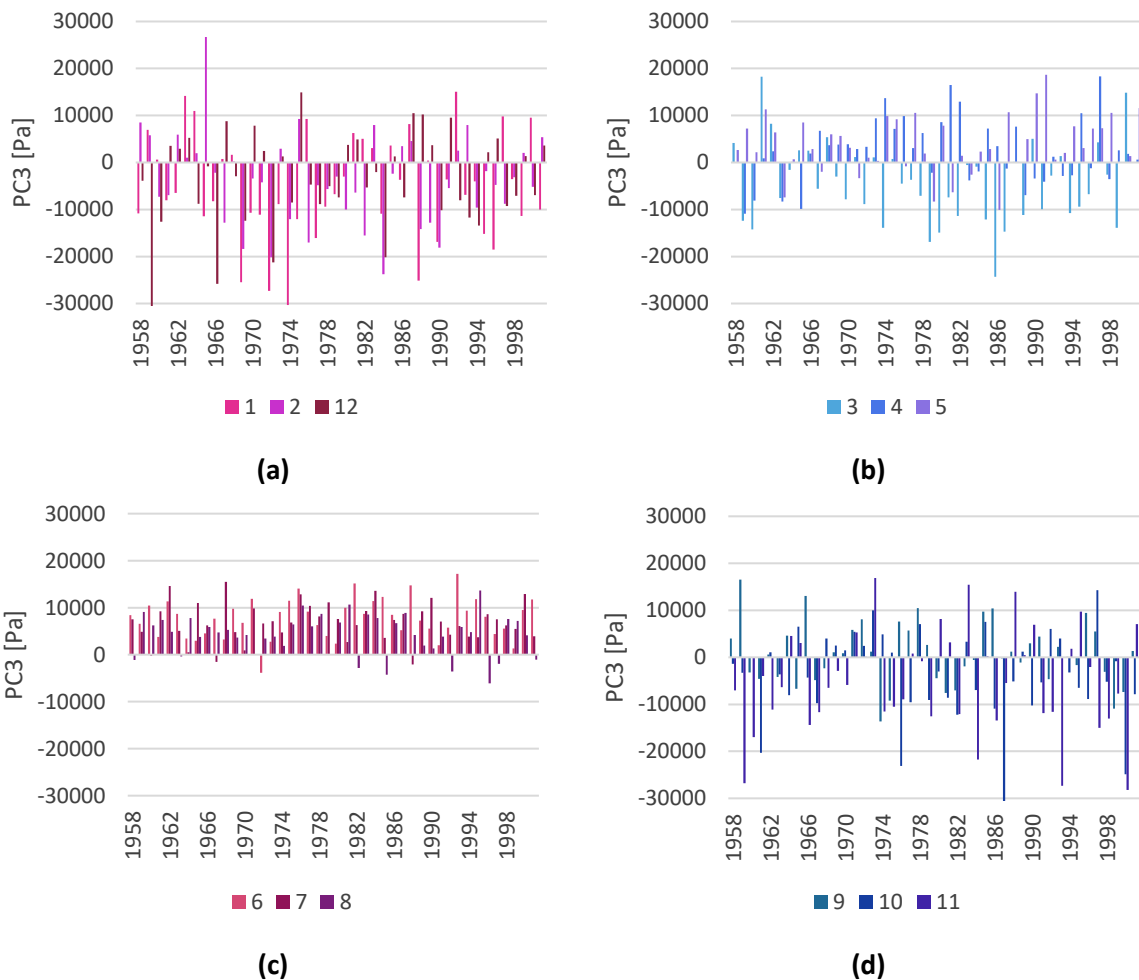
Rys. 4.26. Zmienność wieloletnia pierwszej głównej składowej (PC 1) w [Pa] z podziałem na pory roku; zima (a), wiosna (b), lato (c), jesień(d). Kolorami zaznaczono kolejne miesiące. Skala na osi pionowej jest jednolita dla każdej z pór roku.

Dla pierwszej głównej składowej zmienność sezonowa jest widoczna przede wszystkim w sile amplitudy (Rys. 4.26). W ciepłej połowie roku, szczególnie latem, wartości PC 1 są dużo mniejsze niż w miesiącach zimowych. Wiosną ujemne wartości pierwszej głównej składowej występują rzadziej niż jej wartości dodatnie (zgodne ze znakiem EOF 1). Z kolei zimą i jesienią PC 1 przyjmuje z porównywalną częstością wartości dodatnie jak i ujemne.



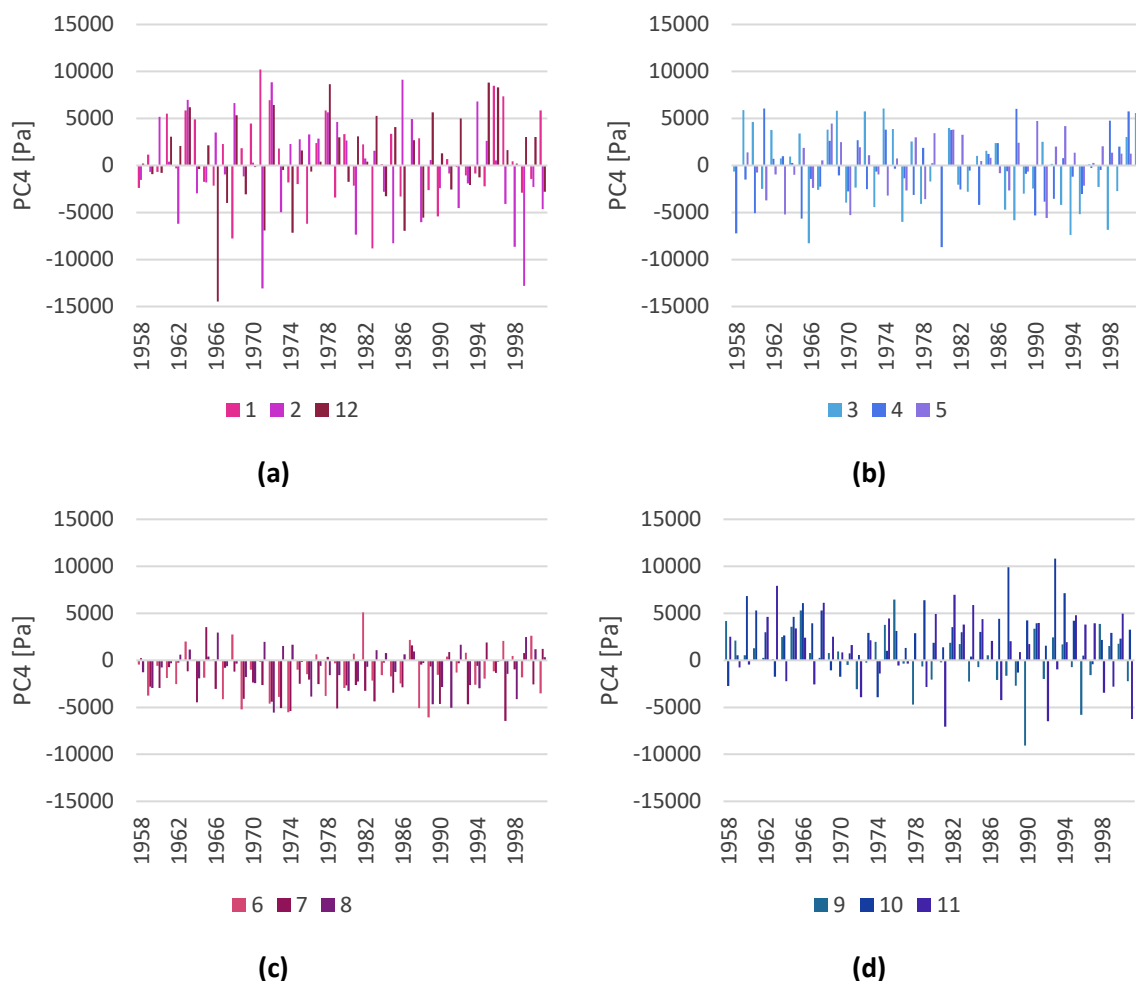
Rys. 4.27. Zmienność wieloletnia drugiej głównej składowej (PC 2) w [Pa] z podziałem na pory roku; zima (a), wiosna (b), lato (c), jesień(d). Kolorami zaznaczono kolejne miesiące. Skala na osi pionowej jest jednolita dla każdej z pór roku.

Druga główna składowa również charakteryzuje się zmiennością sezonową (Rys. 4.27). Podobnie jak PC 1, intensywność PC 2 jest największa w miesiącach zimowych a najmniejsza w letnich. Oprócz tego, zmienność sezonowa przejawia się również w znaku anomalii. W okresie wiosenno-letnim występuje zdecydowana przewaga częstości występowania dodatnich wartości głównej składowej. W miesiącach jesienno-zimowych widoczna jest dużo większa zmienność znaku PC 2. Zimą występują dłuższe okresy, w których utrzymywał się ujemny znak głównej składowej. Najdłuższy taki okres to lata 1989–1995, co również widoczne jest w obrazie średnich rocznych (Rys. 4.25, b).



Rys. 4.28. Zmienność wieloletnia trzeciej głównej składowej (PC 3) w [Pa] z podziałem na pory roku; zima (a), wiosna (b), lato (c), jesień(d). Kolorami zaznaczono kolejne miesiące. Skala na osi pionowej jest jednolita dla każdej z pór roku.

W ciągu lata trzeci stowarzyszony szereg czasowy (Rys. 4.28) ma mniejszą intensywność niż w miesiącach jesienno-zimowych. Latem charakteryzuje się on niemal wyłącznie dodatnimi wartościami głównej składowej. Wiosną PC 3 zmienia się w mniejszym zakresie wartości w porównaniu do chłodnej połowy roku. Grudzień i okres od stycznia do marca charakteryzują się przeważnie ujemnymi wartościami PC 3.



Rys. 4.29. Zmienność wieloletnia czwartej głównej składowej (PC 4) w [Pa] z podziałem na pory roku; zima (a), wiosna (b), lato (c), jesień(d). Kolorami zaznaczono kolejne miesiące. Skala na osi pionowej jest jednolita dla każdej z pór roku.

Podobnie jak PC 2 i PC 3, czwarta główna składowa zmienia się w ciągu roku zarówno pod względem intensywności jak i znaku anomalii (Rys. 4.29). Większą zmiennością między latami charakteryzują się zimy i wiosny. Latem przeważa ujemny znak głównej składowej, jesienią z kolei: dodatni.

4.3.1.3 Korelacje z indeksami wielkoskalowej cyrkulacji atmosferycznej

W niniejszym podrozdziale przedstawiona zostanie analiza stopnia zależności, w formie współczynnika korelacji, między uśrednionymi miesięcznymi wartościami stowarzyszonych głównych składowych i wybranych indeksów atmosferycznych opisujących cyrkulację atmosferyczną na półkuli północnej. Cel tej analizy jest niejako podwójny. Po pierwsze, zgodność w kierunkach gradientów i przewidywanym kierunku przepływu mas powietrza między fazami wielkoskalowych indeksów atmosferycznych i kolejnymi głównymi składowymi może być interpretowana jako swego rodzaju weryfikacja wiarygodności kolejnych wektorów własnych pól anomalii ciśnienia na obszarze REMO. Po drugie, wyznaczenie współczynników korelacji wskaże w jakim stopniu dominujące wzorce ciśnienia uzyskane w ramach analizy EOF dla obszaru REMO są napędzane przez wielkoskalową cyrkulację atmosferyczną na półkuli północnej. Charakterystyki kolejnych indeksów cyrkulacji atmosferycznej zostały podane w podrozdziale 1.2.1. Dla

wskaźników EA, EA/WR oraz SCAND udostępnione dane średnich miesięcznych są liczone od 15 dnia danego miesiąca do 15 dnia kolejnego miesiąca. W związku z tym, dodatkowo wykorzystano średnie miesięczne dla pierwszych czterech składowych głównych zakładając miesiąc jako okres między 15 dniem kolejnych miesięcy. Wyznaczono współczynnik korelacji zarówno dla miesięcy 1–30/31 jak i 15–15. Wartości współczynnika korelacji wyznaczone między wartościami indeksów cyrkulacji atmosferycznej a średnimi miesięcznymi głównych składowych, gdy miesiąc liczony był od 15 dnia miesiąca, będą oznaczane jako EA-15, EA/WR-15 i SCAND-15 dla odpowiednich indeksów.

Rozkład głównych składowych nie jest rozkładem normalnym. Ze względu na to, że liniowy współczynnik korelacji (współczynnik korelacji Pearsona) wymaga normalnego rozkładu danych, do wyznaczenia zależności między analizowanymi zestawami danych wyznaczono współczynnik korelacji Spearmana, który nie stawia takich wymagań.

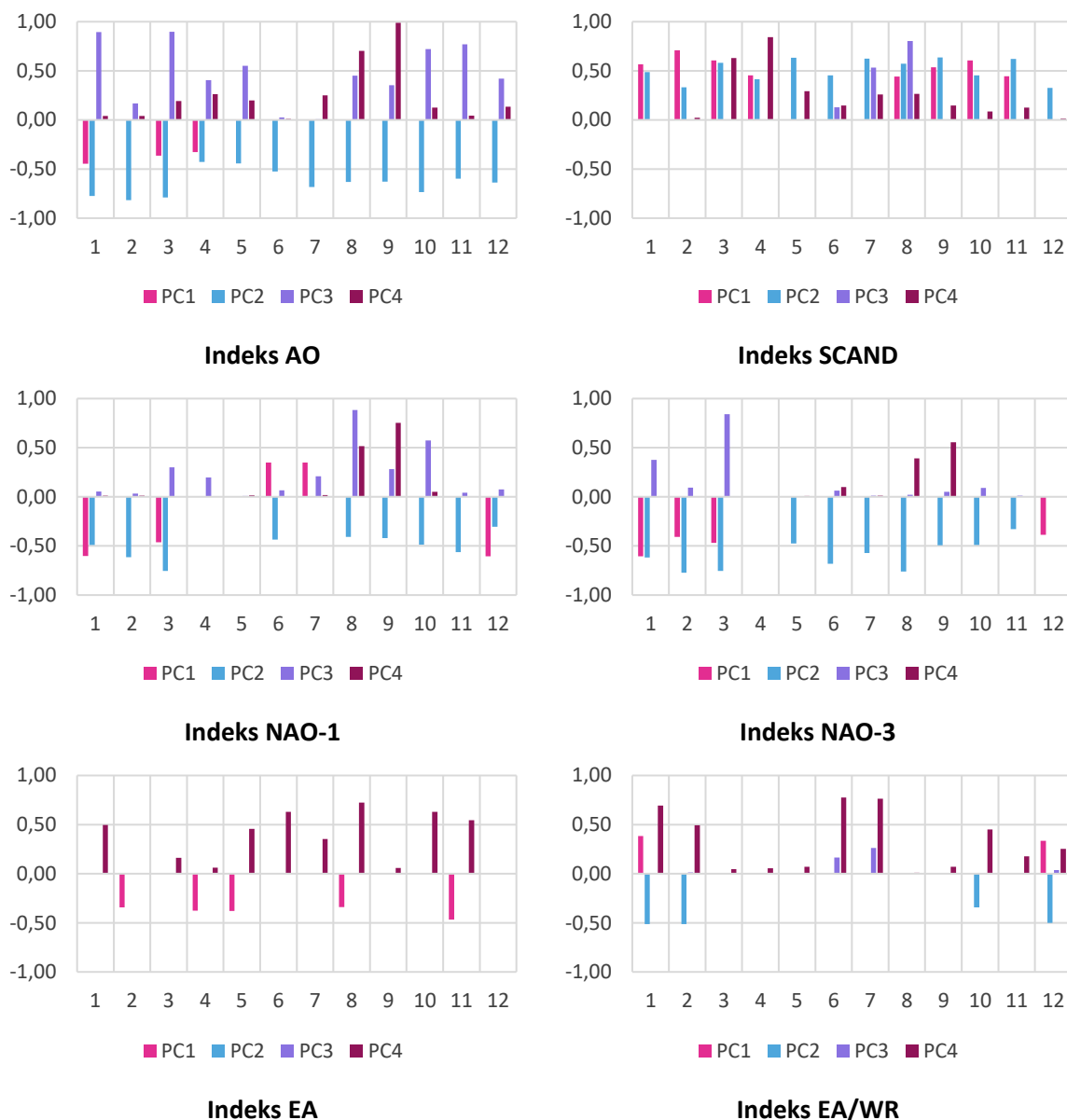
Korelacje policzono dwukrotnie: między szeregami danych z całego okresu badawczego (Tabela 4.7) i osobno dla kolejnych miesięcy (Rys. 4.30). Najsilniejsza, ujemna, korelacja dla całego okresu jest między drugą główną składową a indeksem Oscylacji Arktycznej (-0.52) oraz indeksem NAO-3 (-0.46) a następnie między pierwszą i drugą główną składową a indeksem SCAND (odpowiednio 0.42 i 0.44). Najsilniejsze, istotne statystycznie, korelacje dla indeksów atmosferycznych opisujących przepływ strefowy, występują z drugą składową główną. Różnice między współczynnikiem korelacji dla głównych składowych i indeksów EA, EA/WR oraz SCAND w zależności od przyjętej definicji miesiąca są stosunkowo niewielkie i ujawniają się dopiero na dalszych miejscach po przecinku. W dalszej części pracy przedstawione zatem będą tylko korelacje z tymi indeksami wyznaczone na podstawie miesięcy definiowanych tradycyjnie (1–30/31 dni). Współczynniki korelacji dla indeksu NAO przyjmują różne wartości w zależności od sposobu wyznaczenia wartości tego indeksu. Pewnym zaskoczeniem jest wysoka korelacja między czwartą główną składową i indeksem NAO-3.

Tabela 4.7. Wartości współczynnika korelacji Spearmana wyznaczonego między indeksami wielkoskalowej cyrkulacji atmosferycznej a kolejnymi głównymi składowymi dla całego dostępnego okresu. Pogrubione wartości oznaczają istotność statystyczną na poziomie $p < 0.05$. Na różowo zaznaczono korelacje, których wartość bezwzględna jest ≥ 0.4 .

Główna składowa/indeks cyrkulacji	PC 1	PC 2	PC 3	PC 4
AO	-0.20	-0.52	-0.02	-0.20
NAO-1	-0.11	-0.36	-0.18	-0.35
NAO-3	-0.28	-0.46	-0.30	-0.38
EA	-0.16	-0.01	-0.31	0.22
EA-15	-0.16	-0.01	-0.31	0.21
EA/WR	0.19	-0.16	0.27	0.09
EA/WR-15	0.18	-0.16	0.27	0.09
SCAND	0.42	0.44	-0.33	0.06
SCAND-15	0.42	0.44	-0.32	0.06

Między pozostałymi kombinacjami wskaźników atmosferycznych i głównych składowych korelacje są bardzo małe ($|r| \leq 0.3$), sugerując istnienie innych czynników silniej wpływających na pola anomalii ciśnienia przedstawione przez kolejne wektory własne – zakładając, że wysokie wartości korelacji wskazują na związki przyczynowo skutkowe.

Jednym z celów niniejszego podrozdziału było sprawdzenie, czy uzyskane wzorce przestrzenne mogą odpowiadać realnie występującym zjawiskom, bazując na wielkoskalowej cyrkulacji atmosferycznej. W analizie miesięcznych współczynników korelacji nacisk będzie położony na znak współczynnika korelacji między indeksami atmosferycznymi a głównymi składowymi (Rys. 4.30).



Rys. 4.30. Wartości współczynnika korelacji Spearmana między średnimi miesięcznymi indeksów cyrkulacji atmosferycznej a kolejnymi głównymi składowymi. Słupki przedstawiono jedynie dla korelacji, które są istotne statystycznie ($p < 0.05$).

Najsilniejszą korelację z pierwszym wektorem własnym ma indeks SCAND. Dla miesięcy, dla których jest istotna statystycznie, przekracza ona 0,4, sięgając niemal 0,75 w lutym. Dla tego indeksu współczynnik korelacji nie jest istotny statystycznie w miesiącach przełomu późnej wiosny i lata (maj-lipiec). Korelacje między PC 1 a indeksami AO i NAO-3 są istotne statystycznie jedynie w okresie grudzień-marzec/kwiecień i przyjmują niewielkie wartości o ujemnym znaku. Jedynie dla stycznia korelacja z indeksem NAO-3 przekracza $r = -0.6$. Zaskakujące są dodatnie wartości korelacji z indeksem NAO-1 dla czerwca i lipca, chociaż należy zaznaczyć, że nie przekraczają one

0.4. Niewielkie wartości współczynnika korelacji widoczne są zarówno dla indeksu EA (ujemne) jak i EA/WR (dodatnie). Nie występuje wyraźny cykl sezonowy.

Podobnie jak dla pierwszej składowej głównej, zarówno AO jak i NAO-1 i NAO-3 przyjmują ujemne wartości współczynnika korelacji z drugą główną składową. Korelacja z indeksem Oscylacji Arktycznej jest istotna statystycznie na przestrzeni całego roku. Największe wartości przyjmuje w pierwszych trzech miesiącach roku, zbliżając się do $r = -0.8$, po czym w kwietniu maleje do -0.4 . Współczynnik korelacji z NAO-1 jest poniżej poziomu istotności dla kwietnia, maja i lipca. Korelacja z EA nie jest istotna statystycznie dla żadnego z miesięcy. Dodatnie wartości współczynnika korelacji dla indeksu SCAND dla wszystkich miesięcy często przekraczają 0.5. Zmienność sezonowa nie zaznacza się. Dla miesięcy zimowych korelacja między EA/WR i PC 2 jest istotna statystycznie i przyjmuje wartości sięgające $r = -0.5$.

Występują bardzo wysokie, dodatnie korelacje między Oscylacją Arktyczną a trzecim wzorcem, szczególnie silne dla stycznia i lutego. Dodatnie korelacje są również między PC 3 a NAO-3 i NAO-1. Są istotne statystycznie dla niemal wszystkich miesięcy, przyjmują jednak w większości bardzo niewielkie wartości współczynnika korelacji. Wyjątkami są sierpień i październik (dla NAO-1) oraz marzec i, w mniejszym stopniu, styczeń (dla NAO-3). Istotne statystycznie korelacje między PC 3 a współczynnikiem SCAND są dla czerwca, lipca i sierpnia i przyjmują dodatni znak. W sierpniu wartości współczynnika korelacji sięgają nawet 0.8. Korelacje między indeksem EA oraz EA/WR a trzecią główną składową nie są istotne statystycznie lub przyjmują bardzo niewielkie wartości

Dla pojedynczych miesięcy wartość współczynników korelacji między wzorcami cyrkulacji atmosferycznej a czwartą główną składową przyjmuje bardzo wysokie wartości, nawet niemal 1.0 dla AO we wrześniu.

Niektórzy autorzy wskazują na to, że lokalne indeksy cyrkulacji mogą lepiej oddawać cyrkulację danego regionu niż wielkoskalowe indeksy atmosferyczne. W związku z tym wyznaczono korelację kolejnych głównych składowych z indeksem BSI, który opisuje cyrkulację nad zachodnią częścią Bałtyku (Tabela 4.8). Ze względu na dostępność danych z punktu pomiarowego w Szczecinie (od 1960 roku), poniższe korelacje były wyznaczone w okresie 1960–2001.

Tabela 4.8. Wartości współczynnika korelacji Spearmana wyznaczone między bałtyckim indeksem cyrkulacji atmosferycznej a kolejnymi głównymi składowymi dla lat 1960–2001. Pogrubione i wartości oznaczają istotność statystyczną na poziomie $p < 0.05$. Na różowo zaznaczono korelacje, których wartość bezwzględna jest ≥ 0.4 .

Główna składowa/indeks cyrkulacji	PC1	PC2	PC3	PC4
BSI	-0.34	-0.89	0.00	-0.15

Wysoka korelacja z PC 2 jest spodziewana, ze względu na fakt, że indeks BSI bazuje na wartościach ciśnień w Szczecinie i Oslo, między którymi przepływ strefowy będzie szczególnie intensywny. Znak korelacji jest taki sam jak wielkoskalowych indeksów opisujących cyrkulację strefową. Korelacja jest większa między głównymi składowymi PC 1, PC2 a BSI niż większością z wielkoskalowych indeksów – jedynym wyjątkiem jest korelacja między SCAND a PC 1 (0.42). Z kolei wielkoskalowe wzorce mają większą korelację z PC 3, w porównaniu do indeksu bałtyckiego.

Wyznaczono również korelacje między BSI a wielkoskalowymi indeksami atmosferycznymi (Tabela 4.9). Korelacje między BSI a NAO-1 i NAO-3 są zbliżone do uzyskanych przez twórców indeksu BSI, którzy uzyskali korelacje około 0.5 (Lehmann, Krauss i Hinrichsen, 2002).

Tabela 4.9. Wartości współczynnika korelacji Spearmana wyznaczone między bałtyckim indeksem cyrkulacji atmosferycznej (BSI) a kolejnymi indeksami wielkoskalowej cyrkulacji atmosferycznej dla lat 1960–2001. Pogrubione i wartości oznaczają istotność statystyczną na poziomie $p < 0.05$. Na różowo zaznaczono korelacje, których wartość bezwzględna jest ≥ 0.4

Indeks cyrkulacji	AO	NAO-1	NAO-3	EA	EA/WR	SCAND
BSI	0.57	0.39	0.55	0.10	0.14	-0.46

4.3.1.4 Interpretacja wyników wektorów własnych pola ciśnienia

Jak wspomniano we wstępie, wiele prac wykorzystujących analizę EOF do poszukiwania i opisu regularnie występujących wzorców struktury przestrzennej parametrów środowiska wskazuje na ryzyko jakie wiąże się z nadinterpretacją wyników tej analizy. Do uzyskanych wyników należy zatem podchodzić z pewną ostrożnością. Zakładając jednak, że przedstawione na Rys. 4.25 wzorce przestrzenne razem ze stowarzyszonymi szeregami czasowymi faktycznie oddają zmienność pola anomalii ciśnienia atmosferycznego w latach 1958–2001, rozważmy je w kontekście znanych procesów i zjawisk oraz głównych kierunków przepływu powietrza, jakie mogą być z nimi związane. Jako że rozważane są pola anomalii ciśnienia, które będą wyjaśniać różny procent jego zmienności, można tu mówić jedynie o przepływie powietrza, który będzie miał większy lub mniejszy udział w obrazie zmienności parametrów meteorologicznych, jedynie w pewnym ogólnym ujęciu. Warto tu podkreślić, że głównym celem niniejszej pracy jest przyjrzenie się procesom wywołującym warunki sztormowe w Zatoce Gdańskiej, a zatem przedstawione w niniejszym rozdziale typowe rozkłady ciśnień służą do nadania kontekstu dalszej analizie.

Wzorec przestrzenny widoczny na pierwszym modzie (Rys. 4.25) jest zbliżony kształtem do mezoskalowych układów ciśnienia z centrum w centralnej części Półwyspu Skandynawskiego. Taki rozkład anomalii przy jej dodatnim znaku oznacza większy udział północnego i północno-wschodniego przepływu powietrza nad Morzem Bałtyckim. Jako że dodatni znak PC 1 stosunkowo często występuje w miesiącach wiosennych (kwiecień-maj) oznacza to większe prawdopodobieństwo wiatrów NE – lub przynajmniej mniejszą częstotliwość wiatrów południowo-zachodnich w tych miesiącach, co jest zgodne z obserwacjami innych badaczy (Kwiecień, 1987; Bierstedt, Hünicke i Zorita, 2015). Ujemny znak PC 1 oznacza ujemną anomalię ciśnienia nad obszarem REMO i gradient ciśnienia nad Cieśninami Duńskimi wymuszający SW kierunek wiatru nad południowym Bałtykiem. Takie kierunki zgodne są z dominującymi kierunkami wiatru, jakie notuje się nad Bałtykiem. Równocześnie jednakowy znak anomalii widoczny w analizowanym regionie sugeruje, że reprezentuje on czynnik, którego skala przestrzenna jest większa niż skala badanego obszaru (Owczarek, 2012; Sztobryn, Wójcik i Miętus, 2012). Znaki i siła korelacji średnich miesięcznych wartości pierwszej głównej składowej z indeksami wielkoskalowej cyrkulacji atmosferycznej potwierdzają współwystępowanie takich rozkładów pola ciśnienia, które związane są z podobnym przepływem powietrza. Pozytywne wartości współczynnika korelacji oznaczają współwystępowanie dodatniej fazy indeksu SCAND, charakteryzującej się dodatnimi anomaliami ciśnienia nad Skandynawią, z dodatnimi wartościami pierwszej składowej głównej, co z kolei odpowiada pozytywnym anomaliami EOF 1 (Rys. 4.25, a).

Miętus podaje, że wzorzec SCAND nie jest istotny dla regionu Morza Bałtyckiego w czerwcu i lipcu (Miętus, 2002), chociaż inne prace wskazują na to, że wzorzec ten występuje cały rok a jedynie osłabia się w miesiącach wiosennych (Bueh i Nakamura, 2007). Potwierdza to brak istotnych statycznie korelacji między PC 1 a indeksem SCAND między majem a lipcem. Ujemny znak korelacji między PC 1 i NAO-3 oraz AO może wskazywać na współwystąpienie fazy NAO⁺ (charakteryzującej się większymi gradientami ciśnienia nad północnym Atlantykiem, a zatem silniejszymi wiatrami z zachodu) i AO⁺ (również związanej z silną cyrkulacją strefową) razem z ujemnymi wartościami pierwszej głównej składowej. W sytuacji odwrotnej spodziewane jest wystąpienie fazy NAO⁻ i AO⁻, o słabych gradientach ciśnienia, a zatem osłabionej intensywności wiatrów zachodnich lub wręcz wiatrach wschodnich nad Bałtykiem, w miesiącach o dodatnich wartościach pierwszej głównej składowej, a zatem dodatniej anomalii ciśnienia nad obszarem REMO i gradiencie ciśnienia atmosferycznego wymuszającego wiatry N-NE-E nad Bałtykiem. Pierwsza główna składowa w miesiącach zimowych ma istotne statystycznie, ujemne współczynniki korelacji z indeksami cyrkulacji atmosferycznej opisującymi cyrkulację strefową, zgodnie z literaturą, np. (Lehmann i in., 2017; Bednorz i Tomczyk, 2021).

Wektory własne EOF 2 i EOF 3 przedstawiają rozkład ciśnień jaki faworyzowałby wiatr z czterech głównych kierunków róży wiatru (W-E i N-S, odpowiednio), zależnie od znaku stowarzyszonych szeregów czasowych. Ujemny znak głównej składowej EOF 2 oznacza ujemną anomalię na północy obszaru, a dodatnią – na południu, a w konsekwencji ruch mas powietrza z zachodu na wschód. Malejący trend składowej głównej PC2 sugeruje zatem rosnący udział wiatrów z kierunków zachodnich w analizowanym wzorcu. Analiza zmienności sezonowej wskazuje na to, że najsilniej dominacja ta zaznacza się w miesiącach zimowych. W ostatniej dekadzie analizowanego szeregu czasowego widoczny jest stopniowy wzrost wartości PC 2, aż do zmiany znaku. Można wysnuć ostrożny wniosek, że to tu ujawnia się wzrost i następujący spadek intensywności wiatrów zachodnich jaki obserwowany był nad Bałtykiem przez szereg badaczy w zadanym okresie (Pryor i Barthelmie, 2003; Rutgersson i in., 2015; Marosz, 2017). W analizie zmienności wiatru geostroficznego na południowym Bałtyku w 1951–2015 Marosz zauważa, że wiosną widoczny jest niewielki wzrost udziału wschodnich kierunków wiatru. Szczególnie wyróżnia się tu maj, będący jedynym miesiącem, w którym widoczna jest nieznaczna dominacja wiatrów wschodnich (Marosz, 2017). Jest to zgodne z kierunkiem przepływu powietrza jakiego można się spodziewać dla rozkładu anomalii ciśnienia dla EOF 1 oraz EOF 2, przy wysokich, dodatnich wartościach stowarzyszonych szeregów czasowych, jakie obserwowane są wiosną. Ujemna korelacja oznacza współwystępowanie fazy NAO⁺ i AO⁺ z gradientem ciśnienia nad obszarem REMO skierowanym z północy na południe. Dodatnie wartości współczynnika korelacji dla indeksu SCAND z PC 2 sugerują współwystępowanie dodatniej fazy SCAND i dodatnich wartości drugiej głównej składowej i odwrotnie. Zimą i jesienią, druga główna składowa częściej przyjmuje wartości ujemne. Oznacza to współwystępowanie w miesiącach zimowych gradientu w obszarze REMO, który sprzyja wiatrom zachodnim, wraz z dodatnimi fazami NAO, AO i EA/WR oraz ujemną fazą SCAND. Równocześnie, w miesiącach wiosennych, kierunek gradientu ciśnienia w obszarze REMO zmienia się, sprzyjając przepływowi ze wschodu a kierunek korelacji wskazuje na współwystępowanie ujemnej fazy AO i NAO i dodatniej fazy SCAND, w czasie których cyrkulacja strefowa jest osłabiona a nad Morze Bałtyckie napływają masy powietrza ze wschodu i południa.

Wzorzec przestrzenny EOF 3 charakteryzuje się najmniejszą zmiennością w latach 1986–1994, co mogłoby oznaczać osłabienie udziału wiatrów zarówno północnych jak i południowych w tym czasie. Tego rodzaju osłabienia nie potwierdza jednak analiza wiatru geostroficznego

(Marosz, 2017). Trzecia główna składowa przyjmuje wartości dodatnie w ciągu lata oraz w kwietniu i maju, chociaż w tych dwóch miesiącach z mniejszą częstością (Rys. 4.28). W tym czasie silne korelacje występują jedynie z indeksami AO (w maju) oraz SCAND (w lipcu i sierpniu). Oznacza to współwystępowanie to fazy AO⁻, o słabych gradientach ciśnienia, a zatem osłabionej intensywności wiatrów zachodnich i dodatniej fazy SCAND, sprzyjającej cyrkulacji antycyklonalnej, wraz z gradientem anomalii ciśnienia sprzyjającym wiatrom północnym. W miesiącach zimowych z kolei, gdy silne, dodatnie korelacje PC 3 z AO występują częściej, przy fazie AO⁺ można się spodziewać zwiększonego udziału przepływu z kierunków południowych.

EOF 4, w którym centra anomalii o tym samym znaku znajdują się w przeciwnych narożnikach, przypomina rozkładem przestrzennym siodło baryczne. Ruch mas powietrza w takim układzie ciśnień jest nieokreślony, natomiast lokalnie słaby wiatr może wiać z różnych kierunków. Ze względu na skomplikowaną strukturę przestrzenną wzorca EOF 4 oraz jego niewielki udział w wyjaśnieniu całkowitej wariacji pola ciśnienia atmosferycznego, interpretacja jego korelacji z wielkoskalowymi indeksami atmosferycznymi nie byłaby jednoznaczna, w związku z czym nie zostanie tu przedstawiona.

Najsilniejsza korelacja z lokalnym współczynnikiem cyrkulacji występuje między BSI a PC 2, związanym z południkowym gradientem ciśnienia. PC 3 ma większe współczynniki korelacji z wielkoskalowymi indeksami cyrkulacji. Sugeruje to, że inne czynniki będą wpływały na zmienność PC 3. Możliwe, że wyznaczenie indeksu cyrkulacji nad Bałtykiem, który uwzględniałby zmienność pól ciśnienia wzdłuż równoleżników, miałby większe wartości korelacji z tą główną składową.

Rozkład przestrzenny pola anomalii ciśnienia w kolejnych wzorcach zmienia się zgodnie z obserwacjami poczynionymi przez Horela (1981, za: Chen i Wang, 2014). Cytowana praca podaje, że jeśli pierwszy wzorec charakteryzuje się anomalią tylko o jednym znaku na całym badanym obszarze, kolejne wzorce będą zawierały anomalie przeciwnych znaków a izolinia zera dla EOF 2, EOF 3, itd., przebiegać będzie przez obszar maksymalnej wartości anomalii EOF 1.

Podsumowując, na podstawie wartości współczynników korelacji między kolejnymi wskaźnikami cyrkulacji atmosferycznej a głównymi składowymi pól ciśnienia uzyskanymi w niniejszej pracy, można stwierdzić, że wielkoskalowa cyrkulacja stanowi jedynie częściowy wkład w lokalne pole ciśnienia atmosferycznego nad Morzem Bałtyckim. Równocześnie, znaki współczynnika korelacji między tymi zmiennymi wskazują na współwystępowanie takich anomalii ciśnienia, które warunkują przepływ powietrza w tych samych kierunkach. Zgodność ta może być potwierdzeniem, że uzyskane w wyniku analizy EOF wektory własne oddają faktycznie istniejące rozkłady przestrzenne anomalii pola ciśnienia atmosferycznego, które ponadto są częściowo napędzane wielkoskalową cyrkulacją atmosferyczną. Innymi słowy, znaki współczynników korelacji są niezależnym potwierdzeniem dobrej jakości przedstawionych wzorców EOF pól ciśnienia.

4.3.2 Wzorce pola anomalii prędkości wiatru

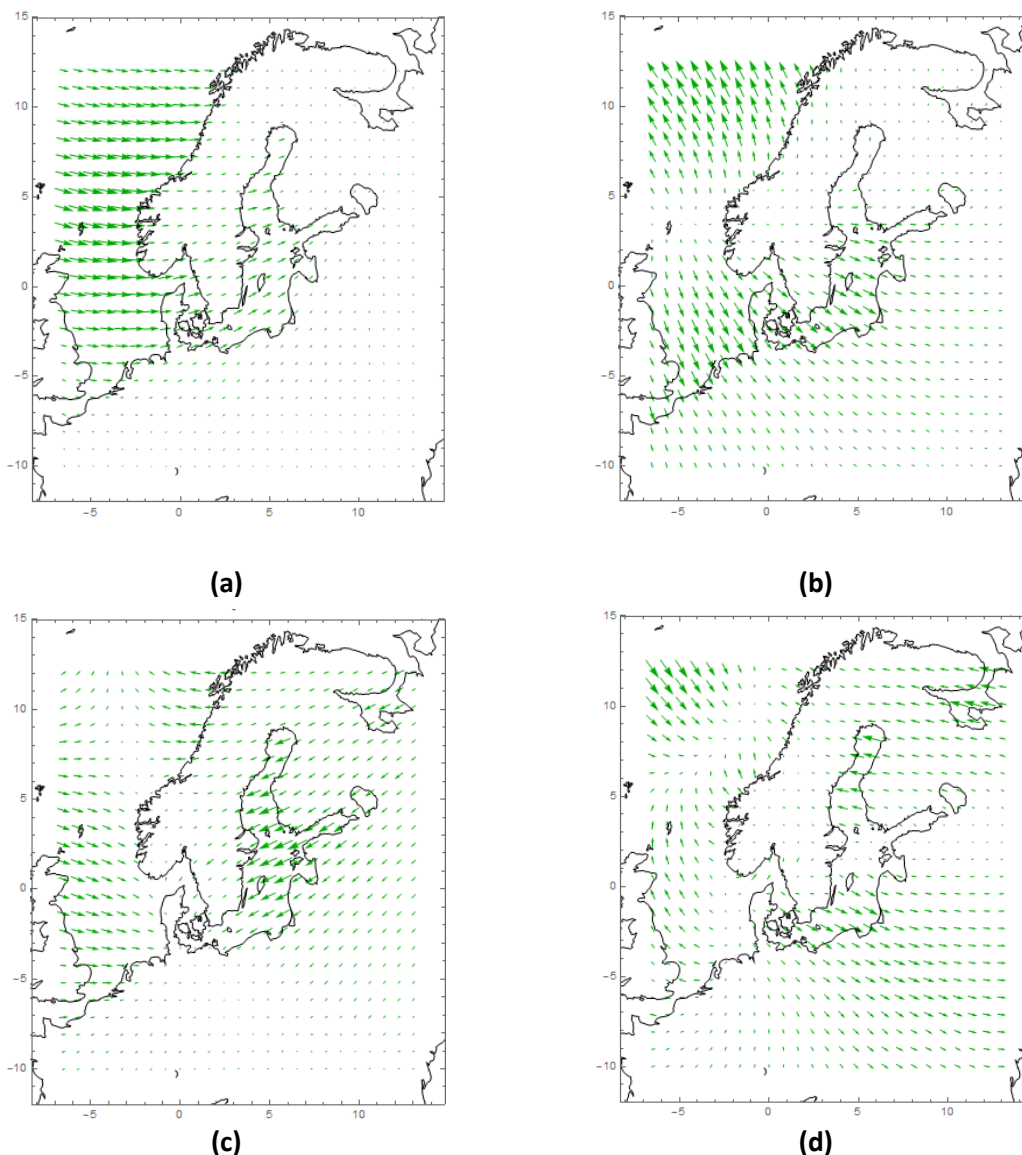
Analiza wzorców EOF pól wektorowych jest bardziej złożona niż ma to miejsce w przypadku pól skalarnych ze względu na fakt, że rozważana wielkość fizyczna jest dwuwymiarowa. Wzorce te składają się z modów EOF będącymi polami wektorowymi i stowarzyszonych głównych składowych, które są szeregami czasowymi wielkości wektorowej. W tym podrozdziale zmienność kolejnych wzorców w czasie zostanie przedstawiona jako średnie roczne wartości modułu wektora. Zmienność argumentu z kolei zostanie przedstawiona w postaci histogramów częstości występowania kątów obracających pola wektorowe kolejnych modów.

W przeciwieństwie do pól anomalii ciśnienia atmosferycznego, analizę EOF anomalii pola prędkości wiatru przeprowadzono dla trzech obszarów. Pierwszy zakres przestrzenny pokrywa cały obszar REMO. Drugi obszar obejmuje tylko Morze Bałtyckie a trzeci – Morze Bałtyckie z pominięciem Cieśnin Duńskich. Jak wspomniano w podrozdziale 3.2, analiza EOF jest wrażliwa na zakres dziedzin rozważanych danych. Równocześnie obszar, nad którym rozwijają się wielkoskalowe układy ciśnienia atmosferycznego kształtujące warunki meteorologiczne, w szczególności prędkość i kierunek wiatru nad Bałtykiem, jest bardziej rozległy niż wody Morza Bałtyckiego. Szereg parametrów powierzchni (m.in. jej ukształtowanie, szorstkość, tempo uwalniania i pochłaniania ciepła itp.) wpływa na różnice w prędkości i kierunku wiatru rozwijającego się nad powierzchnią wody i lądu (Keevallik i Soomere, 2010) – co jest również widoczne na Rys. 4.20. Czynniki te mogą wpływać zatem na kształt kolejnych modów EOF pola prędkości wiatru. Można spodziewać się, że to wynik analizy EOF dla obszaru ograniczonego do wód Morza Bałtyckiego jest najsilniej związany z polem falowym Zatoki Gdańskiej. Niemniej jednak, poniżej zostaną przedstawione wyniki analizy EOF dla wszystkich obszarów (Tabela 4.10). Podobnie jak dla pól ciśnienia atmosferycznego, w pierwszej kolejności przyjrano się pierwszym czterem wzorcom pola anomalii prędkości wiatru.

Tabela 4.10. Procent zmienności pola anomalii prędkości wiatru dla lat 1958–2001 z uwzględnieniem różnych zakresów przestrzennych przeprowadzanej analizy EOF.

Region (zakres przestrzenny)	Procent całkowitej wariancji pól wiatru				
	Wzorzec EOF				
	1	2	3	4	1+2+3+4
Obszar REMO	32.18	19.84	10.82	5.37	68.21
Morze Bałtyckie wraz z obszarem Cieśnin Duńskich	63.39	16.17	7.42	3.1	90.08
Morze Bałtyckie bez Cieśnin Duńskich	66.99	16.58	5.63	3.01	92.21

Dla obszaru REMO pierwsze 4 mody wyjaśniają 68.21% zmienności pola prędkości wiatru. Kolejne mody (EOF 1 do EOF 4) mają bardziej równomiernie rozłożony udział w kształtowaniu zmienności przestrzennej pola prędkości wiatru niż to miało w wypadku pola ciśnienia. Dla obu obszarów ograniczonych do Morza Bałtyckiego, już pierwszy wzorzec wyjaśnia ponad 60% zmienności (EOF 1 obszaru z Cieśninami Duńskimi: 63.39%, EOF 1 obszaru bez Cieśnin Duńskich: 66.99%). W sumie pierwsze 4 mody wyjaśniają, odpowiednio, 90.08% i 92.21% wariancji. Zatem pierwszy wektor własny dla Bałtyku nie tylko wyjaśnia większy procent zmienności analizowanego parametru niż jego odpowiednik dla obszaru REMO, ale również różnica między pierwszym a kolejnymi modami jest większa. Wynika to z faktu, że obszar Morza Bałtyckiego ma bardziej spójny obraz zmienności prędkości wiatru niż obszar obejmujący oprócz Bałtyku również otaczający go ląd i rejony oceaniczne. Uwzględnienie w analizie Cieśnin Duńskich zmniejsza procent wyjaśnianej wariancji, choć w niewielkim stopniu. Ze względu na to, że jest to obszar oddalony od głównego rejonu zainteresowania w odniesieniu do zjawisk falowych (Zatoka Gdańska) a także fakt, iż charakteryzuje się on skomplikowaną zmiennością warunków meteorologicznych, która do pełnego opisu wymagałaby siatki przestrzennej o wyższej rozdzielczości niż mają wykorzystywane dane meteorologiczne, w dalszej części analizy zostaną opisane wzorce anomalii prędkości wiatru dla obszaru REMO oraz dla rejonu Morza Bałtyckiego z pominięciem Cieśnin Duńskich.



Rys. 4.31. Pierwsze cztery wzorce EOF pól anomalii średniej prędkości wiatru obszaru REMO; EOF 1 (a), EOF 2 (b), EOF 3(c), EOF 4 (d). Wielkość strzałek odpowiada proporcjonalnie anomalii prędkości wiatru i została wyznaczona dla każdego wzorca niezależnie od pozostałych. Są to wartości bezwymiarowe.

Należy tu ponownie podkreślić, że widoczna na Rys. 4.31 i kolejnych zmienność pola wiatru jest anomalią w stosunku do średniego kierunku i prędkości wiatru. Pełen obraz anomalii w danej chwili jest widoczny dopiero po uwzględnieniu zmienności głównych składowych. W opisie anomalii prędkości wiatru nad badanym obszarem uwzględnione będą jedynie obszary morskie.

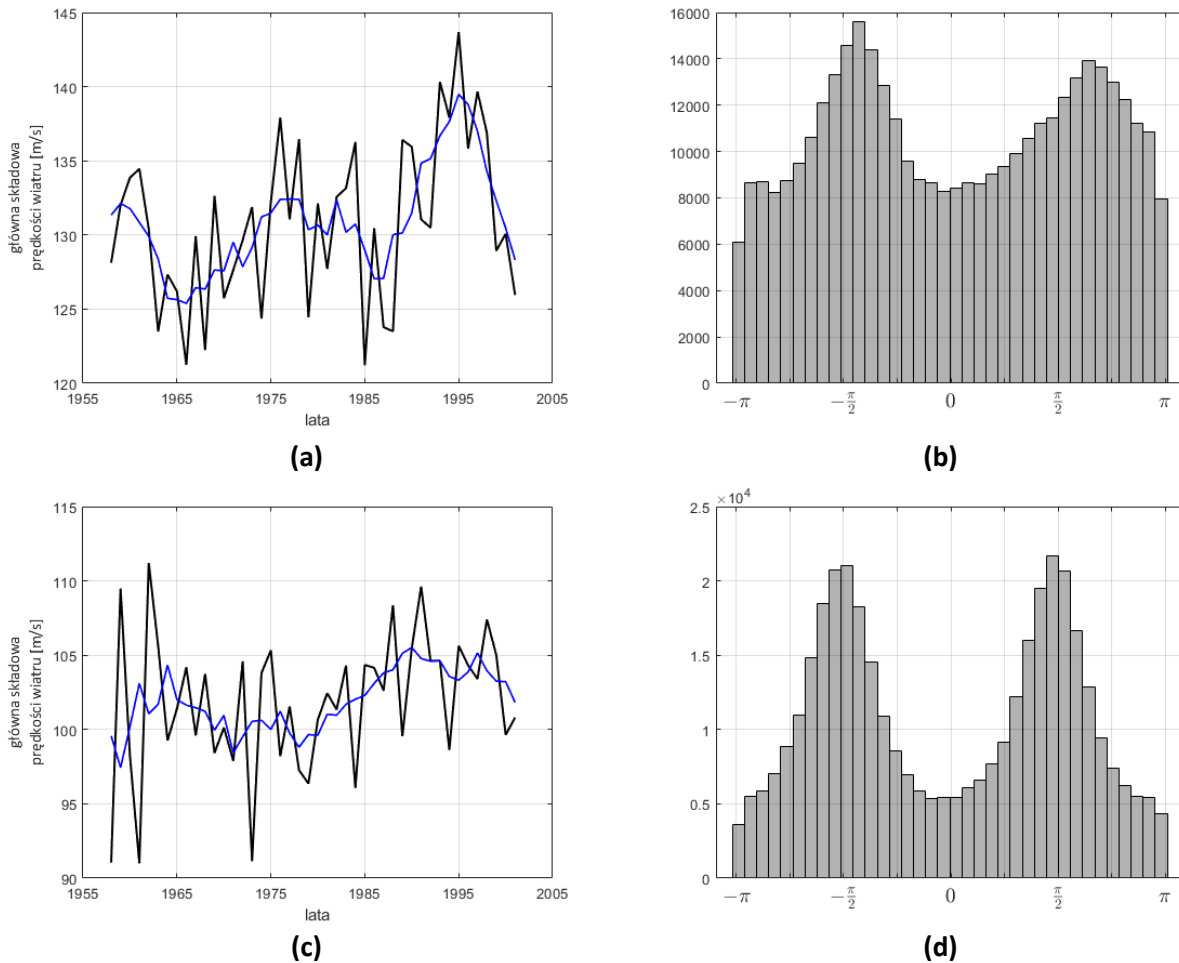
4.3.2.1 Opis wektorów własnych anomalii pola prędkości wiatru obszaru REMO

Pierwszy wzorzec własny (EOF 1) wyjaśnia 32.18% całkowitej zmienności pola wiatru nad obszarem REMO (Rys. 4.31, a). Pole anomalii przepływu powietrza jest jednorodne pod względem kierunku dla obu widocznych regionów morskich, chociaż kierunki te są różne dla północnego Atlantyku i dla Bałtyku. Na obszarze Atlantyku najsilniejsze anomalie są w centralnej części widocznego obszaru, na północny wschód od Wysp Brytyjskich. Nad Bałtykiem słabsze anomalie widoczne są nad zatokami: Botnicką, Fińską i Ryską. Wartości modułu PC 1 rosły od połowy lat 60.

do połowy lat 70., po czym malały osiągając minimum w roku 1985 (Rys. 4.32, a). Następnie intensywność prezentowanej anomalii przepływu powietrza wzrosła na początku lat 90. i spadła po 1995 roku. Histogram częstości występowania kierunku odchylającego wzorzec EOF 1 ma rozkład bimodalny (Rys. 4.32, b). Oba piki obejmują szeroki zakres kątów, z największą liczbą rekordów dla wartości argumentu odpowiadającej około -1.3 i 2 rad.

Mod EOF 2 (19.84% całkowitej wariancji) charakteryzuje się strefą dywergencji na pograniczu Mórz Norweskiego i Północnego, w której wpływ tego wzorca na średnie pole prędkości wiatru jest niewielki (Rys. 4.31, b). Strefa mniejszego wpływu wzorca EOF 2 częściowo pokrywa się z obszarem, w którym EOF 1 przyjmuje największe wartości anomalii. Większe prędkości wiatru przedstawiony wzorzec przyjmuje na zachodniej granicy obszaru: w północnej i południowej części regionu oceanicznego. Nad Bałtykiem właściwym dominuje przepływ powietrza w jednym kierunku. Wielkość zmian pola anomalii prędkości wiatru jest zbliżona do tej widocznej na Morzu Północnym i rośnie w centralnej i południowej części Bałtyku. Im dalej na północ, tym przepływ ten jest słabszy. W najbardziej północnej części Zatoki Botnickiej kierunek anomalii jest obrócony o około 45° w stosunku do kierunku widocznego w południowej części Bałtyku.

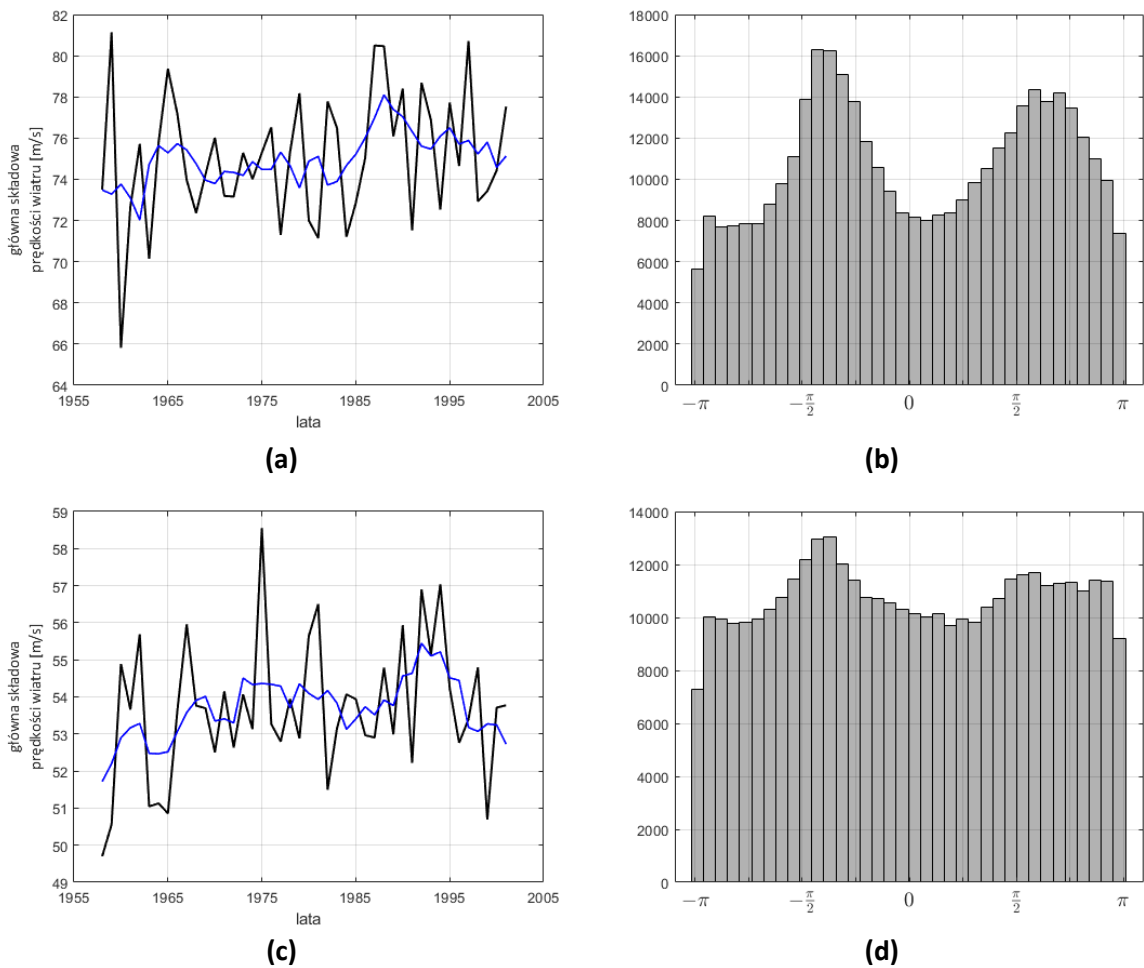
Intensywność tego wzorca spadła w latach 70., po czym aż do roku 1990 widoczny jest jej stopniowy wzrost (Rys. 4.32, c). Piki tego bimodalnego histogramu są węższe i bardziej zaznaczone w porównaniu do PC 1 (Rys. 4.32, d). Wzorzec EOF 2 najczęściej odchylany jest o kąty w przybliżeniu wynoszące -1.5 i 1.5 rad. Oznacza to, że wzorzec ten jest źródłem takiej anomalii, że najczęściej masy powietrza będą przepływać w przeciwnych kierunkach na północy i południu obszaru REMO.



Rys. 4.32. Zmienność dwóch pierwszych głównych składowych wzorców anomalii pola prędkości wiatru obszaru REMO: PC 1 (a, b) i PC 2 (c, d). Średnie roczne wartości modułu głównych składowych [m/s], wraz z 5-letnią średnią ruchomą (niebieska krzywa) (a, c); histogramy częstości argumentu głównych składowych (b, d).

Trzeci wzorec (EOF 3, 10.82%) przedstawia złożoną strukturę przestrzenną pola anomalii prędkości wiatru (Rys. 4.31, c). W centralnej części widocznego Atlantyku oraz wzdłuż Półwyspu Skandynawskiego aż po Danię znajduje się strefa konwergencji i słabszej aktywności tego wzorca. Zachodnia część Morza Północnego charakteryzuje się największą intensywnością wzorca w rejonie oceanicznym. Z kolei największe wartości anomalii prędkości wiatru widoczne są w rejonie Morza Bałtyckiego, szczególnie po jego wschodniej stronie. Południowo-zachodni region Bałtyku charakteryzuje się niższą intensywnością wzorca EOF 3. Kierunek przepływu powietrza nad obszarem Morza Bałtyckiego jest jednorodny. Intensywność wzorca w ogólnym zarysie pozostaje na podobnym poziomie w kolejnych latach, za wyjątkiem 1959–1960 (Rys. 4.33, a). Między 1975 a 1980 rokiem, zmienność intensywności wzorca jest mniejsza niż w pozostałym okresie. W latach 1985–1990 widoczny jest wzrost jego intensywności. Podobnie jak w poprzednich przypadkach, histogram częstotliwościowy argumentu ma rozkład bimodalny (Rys. 4.33, b). Pik, dla którego maksimum przypada na kąty między ok. -1.4 do -1.0 rad jest węższy i bardziej stromy. Drugi pik charakteryzuje się mniejszą dominacją jednego z kierunków i obejmuje swoim zakresem około 50° z centrum dla kąta obracającego wzorec o około 1.9 rad.

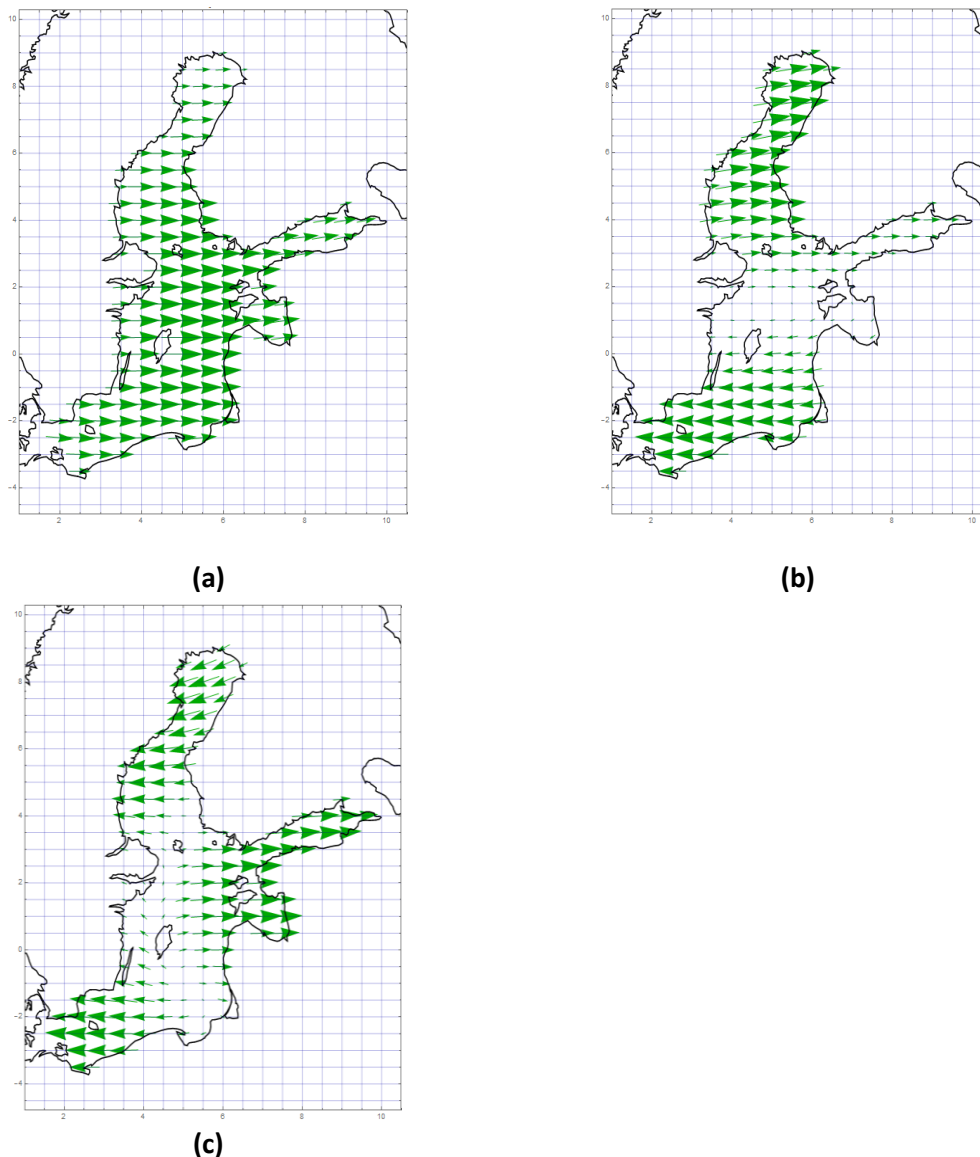
Czwarty mod EOF wyjaśnia jedynie 5.37% wariacji i charakteryzuje się dużą zmiennością przestrzenną (Rys. 4.31, d). Widoczny jest szereg obszarów dywergencji i konwergencji oraz pewne struktury wirowe. Anomalie nad Atlantykiem przyjmują stosunkowo niewielkie wartości, za wyjątkiem obszaru w północno-zachodnim Atlantyku. Z kolei nad Bałtykiem przepływ powietrza odbywa się w przeciwnych kierunkach w jego północnej i południowej części. W centralnej części Bałtyku, w tym w Zatokach Fińskiej i Ryskiej występuje obszar stosunkowo niewielkich anomalii. Najbardziej charakterystycznym elementem zmienności w czasie tego wzorca jest wzrost i spadek jego intensywności na przełomie lat 80. i 90. (Rys. 4.33, c). Histogram częstotliwości kierunku pokazuje, że wzorec przedstawiony na EOF 4 zmienia się w każdym kierunku niemal z równym prawdopodobieństwem (Rys. 4.33, d). Dla kątów między -1.4 do -1.0 rad częstotliwość ta jest większa, jednak piki częstości wciąż są niższe niż te widoczne dla poprzednich wzorców.



Rys. 4.33. Zmienność dwóch głównych składowych wzorców anomalii pola prędkości wiatru obszaru REMO: PC 3 (a, b) i PC 4 (c, d). Średnie roczne wartości modułu głównych składowych [m/s], wraz z 5-letnią średnią ruchomą (niebieska krzywa) (a, c); histogramy częstości argumentu głównych składowych (b, d).

4.3.2.2 Opis wektorów własnych anomalii pola prędkości wiatru obszaru Morza Bałtyckiego

Cztery dominujące wzorce pola prędkości wiatru dla rejonu Morza Bałtyckiego z pominięciem Cieśnin Duńskich, wyjaśniają łącznie aż ok. 92% całkowitej wariancji (Tabela 4.6). Ze względu na niewielki procent zmienności wyjaśnianej przez EOF 4 (3.01%), przedstawione zostaną tylko pierwsze trzy wzorce (Rys. 4.34).



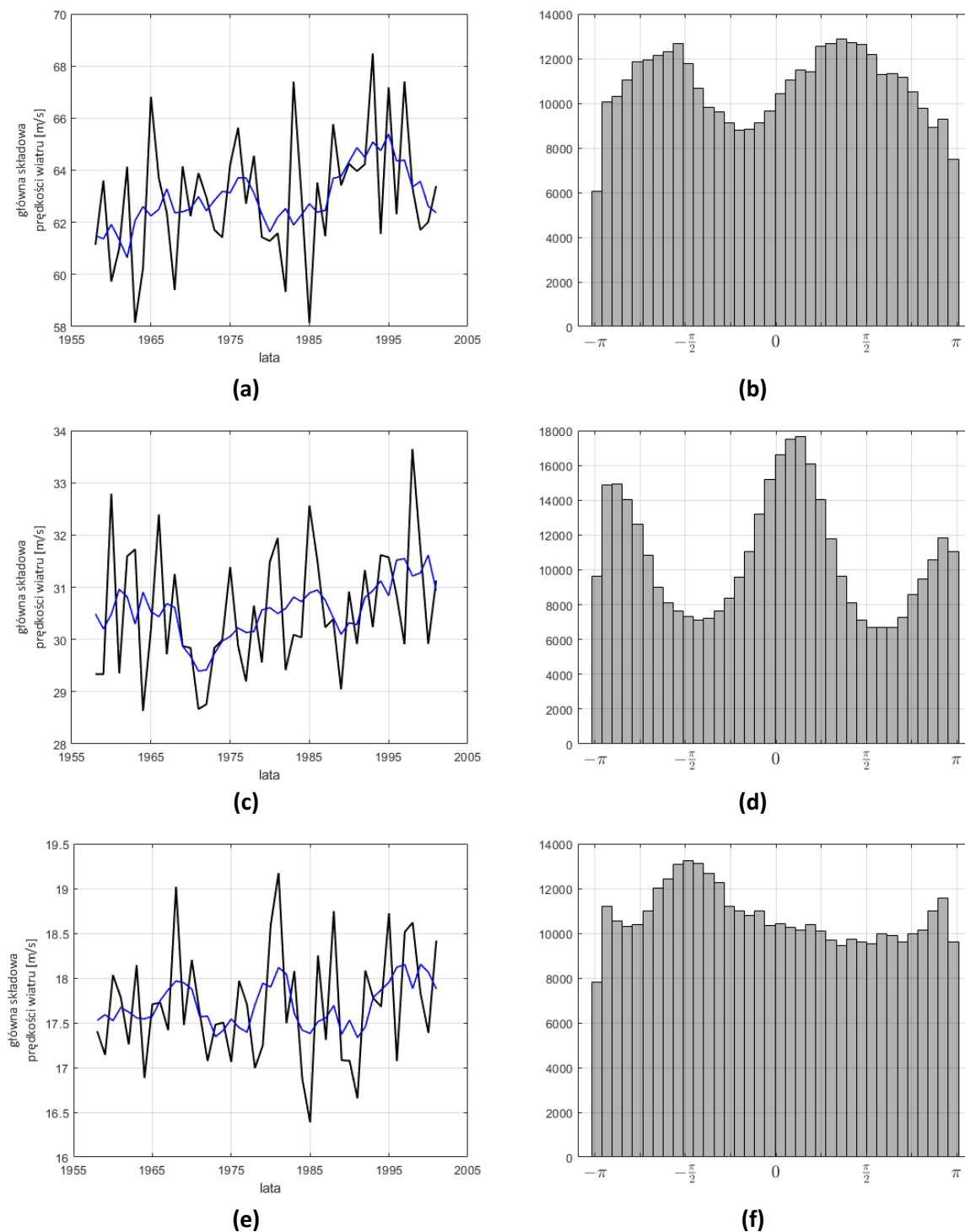
Rys. 4.34. Pierwsze trzy wzorce EOF pól anomalii średniej prędkości wiatru obszaru Morza Bałtyckiego z wyłączeniem Cieśnin Duńskich; EOF 1 (a), EOF 2 (b), EOF 3 (c). Wielkość strzałek odpowiada proporcjonalnie anomalii prędkości wiatru i została wyznaczona dla każdego wzorca niezależnie od pozostałych. Są to wartości bezwymiarowe.

Pierwszy wzorec przestrzenny pola prędkości wiatru ograniczonego do Morza Bałtyckiego (EOF 1, 66.99%, Rys. 4.34, a) wyjaśnia prawie czterokrotnie większy procent zmienności tego parametru niż EOF 2 (Tabela 4.10). EOF 1 charakteryzuje się jednorodnym kierunkiem anomalii na całym obszarze Bałtyku. Wartości anomalii są największe nad Bałtykiem właściwym, szczególnie w jego wschodniej części i maleją w głąb zatok (Fińskiej, Ryskiej i Botnickiej). Na wykresie zmienności w czasie modułu wektora stowarzyszonej głównej składowej (Rys. 4.35, a) widoczny jest wzrost i spadek intensywności wzorca EOF 1 w ostatniej dekadzie analizowanego okresu. Średnia ruchoma

podkreśla spadek intensywności wzorca w 1979–1985, głównie związany z niższymi średnimi rocznymi wartościami PC 1 w latach 1982 oraz 1985. W tym okresie wyróżnia się rok 1983 z jedną z najwyższych średnich rocznych w ciągu całego badanego okresu. Oba piki bimodalnego histogramu obejmują szeroki zakres kątów w ramach którego częstość występowania kierunków obrotu z tych zakresów jest podobna (Rys. 4.35, b). Są to zakresy od -2.5 do -1.6 rad oraz od 0.69 do 1.57 rad.

Dla drugiego wzorca (EOF 2, 16.58%) kierunek anomalii jest przeciwny w północnej i południowej części Bałtyku (Rys. 4.34, b). Północna i centralna część Bałtyku właściwego, na zachód od wysp Saaremaa i Hiiumaa charakteryzuje się minimalnym wpływem wzorca na pole średniej prędkości wiatru. Wartość anomalii rośnie wraz z oddaleniem na północ i południe od centralnej części Bałtyku właściwego. Wyraźnie zaznacza się minimum intensywności anomalii w latach 1969–1974 (Rys. 4.35, c). Pięcioletnia średnia ruchoma wskazuje na wzrost intensywności tego wzorca od połowy lat 70. do końca okresu badawczego. Biorąc pod uwagę ogólny kierunek obrotu, można stwierdzić, że histogram częstości ma dwa główne piki (Rys. 4.35, d). Wskazuje wyraźną dominację obrotu wzorca o kąty z między 0.16 a 0.57 rad oraz -3.0 do -2.84 rad.

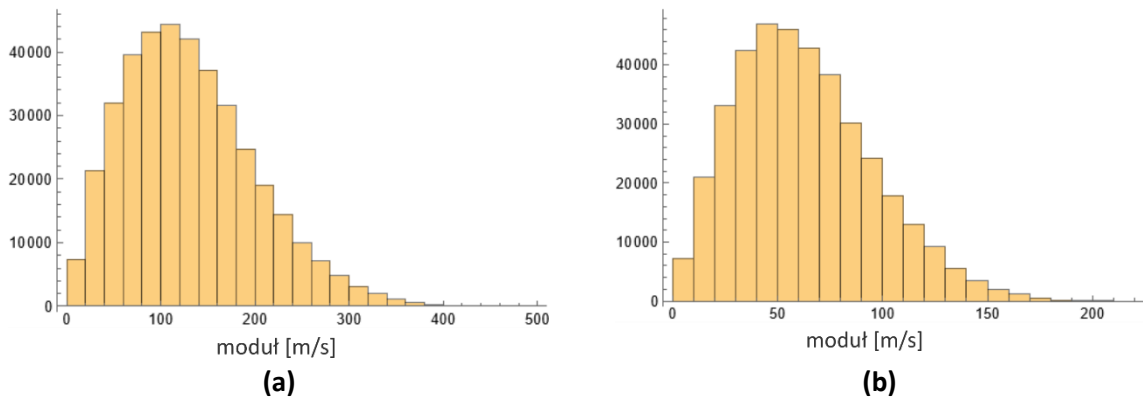
Trzeci wzorzec (EOF 3, 5.63%) charakteryzuje się największym zróżnicowaniem przestrzennym (Rys. 4.34, c). W centralnej części Bałtyku właściwego, na lekko zakrzywionej linii Wyspy Alandzkie-Gotlandia-Zatoka Gdańska widoczny jest region minimalnych wartości anomalii pola prędkości wiatru. Od centrum Bałtyku właściwego, wzdłuż osi W-E, w obie strony rośnie wartość anomalii. Osiąga największe wartości na zachodnim brzegu Zatoki Botnickiej i na zachód od Bornholmu oraz w Zatoce Fińskiej i Ryskiej, po wschodniej stronie Bałtyku. Zmienność w czasie intensywności tego wzorca jest stosunkowo niewielka (Rys. 4.35, e). Częstość występowania kątów jest zbliżona (Rys. 4.35, f). Histogram ma jeden pik, dla -1.67 rad (Rys. 4.35, f).



Rys. 4.35. Zmienność głównych składowych wzorców anomalii pola prędkości wiatru obszaru Morza Bałtyckiego (bez Cieśnin Duńskich): PC 1 (a, b), PC 2 (c, d), PC 3 (e, f). Średnie roczne wartości modułu głównych składowych [m/s], wraz z 5-letnią średnią ruchomą (niebieska krzywa) (a, c, e); histogramy częstości argumentu głównych składowych (b, d, f).

Poniżej przedstawiono rozkład prawdopodobieństwa modułu anomalii prędkości wiatru pierwszej głównej składowej dla obu zakresów przestrzennych (Rys. 4.36). Zarówno dla obszaru REMO (Rys. 4.36, a) jak i obszaru ograniczonego do Morza Bałtyckiego (Rys. 4.36, b) rozkład modułu prędkości będzie zbliżony kształtem do rozkładu Rayleigha i podobny dla obu obszarów.

Różnica między obszarami widoczna jest w intensywności modułu. Wartości wzorca przestrzennego EOF 1 przyjmują wartości średnio 0.016 i 0.08 dla obszaru REMO i Morza Bałtyckiego, odpowiednio. Uwzględniając wielkość modułu, przyjmującą najczęściej wartości ok. 120 m/s i 50 m/s dla tych obszarów, można spodziewać się modyfikacji średniego pola prędkości wiatru o 1.92 m/s i 4.0 m/s dla obszaru REMO i Morza Bałtyckiego, odpowiednio.



Rys. 4.36. Histogram modułu pierwszej głównej składowej prędkości wiatru pierwszej głównej składowej (PC 1) dla anomalii pola prędkości wiatru dla całego okresu badawczego dla obszaru REMO (a) i ograniczony tylko do Bałtyku (b). Wartości na osi x są dopasowane indywidualnie do wykresów.

4.3.2.3 Interpretacja wyników wektorów własnych pola wiatru

W niniejszym podrozdziale przedstawiono wyniki analizy pól anomalii prędkości wiatru przy pomocy empirycznych funkcji ortogonalnych dla dwóch obszarów: obszaru REMO i rejonu ograniczonego do wód Morza Bałtyckiego. Widoczna jest wyraźna różnica w sile anomalii wektora prędkości wiatru nad obszarami morskimi i lądowymi. Zgodnie z właściwościami wybranej metody analizy danych, kolejne wektory własne mają inne rozkłady przestrzenne w zależności od obszaru jaki został poddany analizie. Różnica w procencie wyjaśnianej zmienności między pierwszymi wzorcami własnymi anomalii pola prędkości wiatru nad obszarem REMO i rejonem Morza Bałtyckiego to prawie 35 punktów procentowych, na korzyść mniejszego, bardziej spójnego pod względem właściwości powierzchni (Tabela 4.10). Wyznaczono współczynniki korelacji między uśrednionymi miesięcznymi wartościami modułów głównych składowych dla obszaru REMO (PCx_R) i obszaru Morza Bałtyckiego (PCx_B) (Tabela 4.11).

Tabela 4.11. Wartości współczynnika korelacji Spearmana wyznaczonego między głównymi składowymi wyznaczonymi dla obszarów REMO i Morza Bałtyckiego na podstawie średnich miesięcznych wartości modułu. Wszystkie wartości są istotne statystycznie na poziomie $p < 0.05$.

	Główne składowe dla obszaru Bałtyku		Główne składowe dla obszaru REMO		
	PC1_B	PC2_B	PC1_R	PC2_R	
			PC3_R	PC4_R	
	PC1_B	0.82	0.60	0.80	0.49
	PC2_B	0.45	0.55	0.46	0.50
	PC3_B	0.41	0.34	0.42	0.37

Wzorce dla pierwszych głównych składowych obu obszarów zmieniają się z podobną intensywnością ($r = 0.82$). Niewiele mniejsza jest korelacja ($r = 0.80$) dla PC 3 obszaru REMO i PC 1 Bałtyku. Dla pierwszej i trzeciej głównej składowej obszaru REMO, kierunek anomalii na Bałtyku jest jednorodny. To prawdopodobnie jest przyczyną tak wysokiej korelacji modułu obu tych składowych z intensywnością pierwszego wzorca obszaru Bałtyku. Wzorzec EOF 1 dla Bałtyku najprawdopodobniej przedstawia anomalie średniego pola wiatru związane z wielkoskalowymi procesami, a co za tym idzie globalny kierunek wiatru. Najniższe wartości korelacji widoczne są między intensywnością trzeciej głównej składowej dla obszaru Bałtyku a drugą główną składową obszaru REMO.

Pierwszy wzorzec własny obszaru REMO jest jedynym wzorcem o jednorodnym kierunku przepływu powietrza dla obszarów morskich (bez stref konwergencji lub dywergencji). Anomalia pola wiatru przedstawiona na trzecim wzorcu jest dużo silniejsza nad Bałtykiem niż rejonami oceanicznymi. Dla wzorców obszaru Morza Bałtyckiego, jedynie pierwszy z nich charakteryzuje się jednorodnością kierunku anomalii nad całym Bałtykiem, podobnie jak to ma miejsce dla EOF 1 dla obszaru REMO. Bałtycki EOF 2 wyjaśnia niemal czterokrotnie mniejszy procent wariancji niż pierwszy wzorzec. Przeciwne kierunki anomalii na północy i południu Bałtyku, sugerują pewną rotacyjną charakterystykę EOF 2. Z kolei trzeci z wzorców, wyjaśniający niewielki procent całkowitej zmienności i charakteryzujący się największą intensywnością w zatokach, najprawdopodobniej jest związany anomaliami kierunku wiatru wynikającymi z lokalnych warunków. Ostatecznie, pierwsze 3 wzorce dla obszaru Morza Bałtyckiego wyjaśniają 89.20% całkowitej zmienności. Podobne wyniki uzyskała Bierstedt i inni dla lat 1850–2009 dla rejonu Bałtyku właściwego, gdzie pierwsze 3 mody wyjaśniają 82% zmienności anomalii pola wektora prędkości wiatru (Bierstedt, Hünicke i Zorita, 2015).

Szereg badaczy na przełomie lat 90. i wczesnych lat 2000 obserwowało wzrost i spadek prędkości wiatru, co było poruszane w podrozdziale 4.2.3, opisującym możliwe przyczyny zmienności falowania wiatrowego w Zatoce Gdańskiej. Podobny wzrost i spadek intensywności na przełomie wieków są widoczne na wykresach zmienności w czasie głównych składowych PC 1 dla obszaru REMO oraz PC 1 dla obszaru Bałtyku. W niewielkim stopniu taki przebieg modułu głównych składowych zaznacza się dla PC 2 dla Bałtyku oraz PC 3 i PC 4 obszaru REMO.

Dla wzorców wyjaśniających większy procent wariancji zmienności pola prędkości wiatru, zarówno dla obszaru REMO jak i dla Bałtyku, rozkład częstości występowania argumentu głównych składowych jest bimodalny. Główne piki histogramu oddalone są od siebie średnio o π . Podobnie jak dla ciśnień, poniższa interpretacja wzorców pola prędkości wiatru zakłada, że wskazują one realnie występujące przepływy powietrza, związane ze zjawiskami fizycznymi, które modyfikują pole średniego kierunku wiatru. Pierwszy wzorzec dla obszaru REMO obracany jest najczęściej w ten sposób, że nad południowym Bałtykiem anomalia kierunku wskazuje przepływ powietrza w kierunkach zachodnich lub południowych i południowo-wschodnich. Drugi wzorzec będzie wpływał na pole średnich prędkości wiatru nad południowym Bałtykiem modyfikując je przepływem z kierunków północnych i północno-wschodnich oraz południowo-zachodnich. Dla niego piki histogramu częstości występowania charakterystycznych kierunków obrotu wzorców są największe, co sugeruje występowanie wskazanych kierunków obrotu w wąskim zakresie kątów. Argument trzeciej głównej składowej ma jeden pik częstości węższy od drugiego. Ostatecznie udział tego wzorca w polu wiatru widoczny jest najczęściej w przepływie z wąskiego zakresu kierunków południowo-wschodnich oraz jako anomalia przepływu z zachodu i północno-zachodu. EOF 4 z niemal równą częstością obracany jest o dowolny kąt. Brak spójności

przestrzennej kierunku i niewielki procent wyjaśnianej wariancji sugerują, że obserwujemy procesy rozgrywające się w małych skalach przestrzennych, które mają stosunkowo niewielki wpływ na średnie pole prędkości wiatru (Kaihatu i in., 1998).

Analizując wzorce obszaru Morza Bałtyckiego można stwierdzić, że EOF 1 najczęściej będzie związany z anomalią przepływu z szerokiego zakresu kierunków N-NE-E oraz S-SW-W. Z kolei drugi wzorzec najczęściej albo przyjmuje kierunki jak na Rys. 4.34 (b), wskazujące na antycyklonalną anomalię pola średniego przepływu, albo obrócone niemal dokładnie o π , wskazując z kolei na anomalię cyklonalną.

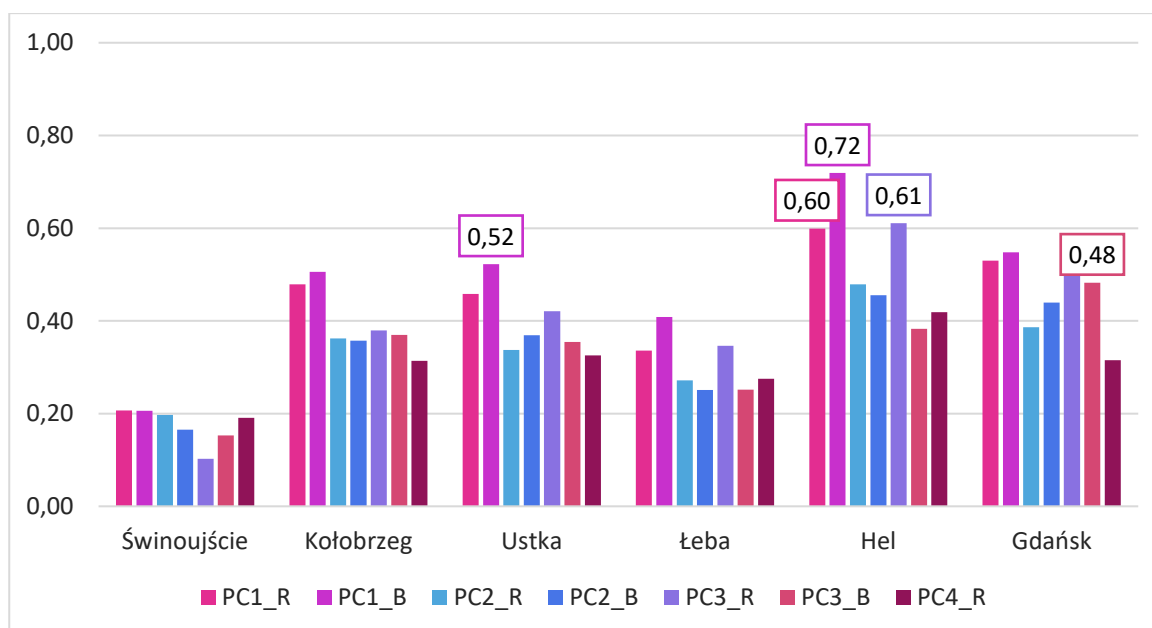
W celu porównania uzyskanych wyników z rzeczywistą zmiennością wiatru, wyznaczono współczynniki korelacji między intensywnością (modułem) głównych składowych obu obszarów a prędkościami lokalnego wiatru geostroficznego (Tabela 4.12) oraz wiatru zmierzonego na stacjach pomiarowych IMGW-PIB na polskim wybrzeżu (Rys. 4.37). Wiatr geostroficzny wyznaczono dla punktu na południowym Bałtyku o współrzędnych 55.00°N, 18.33°E (Marosz, 2017).

Tabela 4.12. Wartości współczynnika korelacji Spearmana wyznaczonego między średnimi miesięcznymi prędkościami wiatru geostroficznego w punkcie (55.00°N, 18.33°E) a modułem głównych składowych wzorców pola anomalii wiatru wyznaczonych dla obszaru REMO oraz Bałtyku. Wszystkie wartości są istotne statystycznie na poziomie $p < 0.05$.

Główna składowa	Współczynniki korelacji		
	PC1	PC2	PC3
Obszar REMO	0.73	0.57	0.69
Obszar Morza Bałtyckiego	0.84	0.56	0.48

Współczynnik korelacji wyznaczony na podstawie średnich miesięcznych przyjmuje największe wartości dla pierwszych głównych składowych dla obu regionów, przekraczając 0.7 dla PC 1 REMO i 0.8 dla PC 1 Bałtyku. Wysokie wartości współczynnika korelacji wskazują na to, że obserwowana w rzeczywistości zmienność siły wiatru jest dobrze reprezentowana przez pierwsze wzorce własne anomalii pola prędkości wiatru zarówno obszaru REMO jak i Bałtyku. Korelacja z drugą i trzecią główną składową dla Bałtyku są na podobnym poziomie. Prędkości wiatru geostroficznego mają wyższą korelację z trzecią składową obszaru REMO ($r = 0.69$) niż z drugą ($r = 0.57$).

Prędkości wiatru rejestrowane na stacjach IMGW-PIB udostępniane są w podobny sposób jak wyniki pomiarów ciśnienia atmosferycznego, opisane w podrozdziale 2.4 i dostępne są od roku 1960. Korelacje przedstawione na Rys. 4.37 wyznaczone zostały na podstawie średnich miesięcznych.



Rys. 4.37. Wartości współczynnika korelacji Spearmana wyznaczonego między średnimi miesięcznymi prędkościami wiatru zmierzonego na stacjach na polskim wybrzeżu a modułem głównych składowych obszaru REMO (PCx_R) i Morza Bałtyckiego (PCx_B) — od roku 1960. Wszystkie wartości są istotne statystycznie na poziomie $p < 0.05$. W ramkach podano wybrane wartości współczynnika korelacji.

Wszystkie współczynniki korelacji są dodatnie. Zmienność prędkości wiatru na przedstawionych stacjach jest najsilniej skorelowana z przebiegiem modułu pierwszych głównych składowych, zarówno dla wzorców obszaru REMO i Bałtyku. Dla niemal wszystkich głównych składowych, największe korelacje między ich średnimi miesięcznymi a prędkością wiatru wystąpiły w punkcie pomiarowym zlokalizowany na Helu. Jedynym wyjątkiem jest korelacja między trzecią główną składową dla obszaru REMO a danymi ze stacji w Gdańsku. Korelacje na stacjach w Kołobrzegu i Ustce przyjmują zbliżone wartości. W wypadku Ustki, Łeby oraz Helu większe wartości współczynnika korelacji są z głównymi składowymi obszaru Morza Bałtyckiego. Widoczne są wyższe wartości współczynnika korelacji dla prędkości wiatru ze stacji w Łebie, Gdańsku i na Helu z PC 3 obszaru REMO.

Warto odnotować, że stacja na Helu, ze względu na swoje położenie, charakteryzuje się warunkami wiatrowymi najbardziej zbliżonymi do warunków otwartego Bałtyku ze wszystkich przedstawionych tu stacji. Największe wartości współczynnika korelacji, obserwowane w tym punkcie, mogą być pewnego rodzaju sprawdzeniem tego, że zmienność anomalii pola prędkości wiatru, przedstawiana przez kolejne wzorce, oddaje część zmienności wiatru nad Bałtykiem w badanym rejonie.

4.4 Zjawiska sztormowe w Zatoce Gdańskiej

Zjawiska sztormowe wpływają na kształt linii brzegowej, odpowiadają za transport gazów między morzem a atmosferą i powodują silne mieszanie wód w warstwie powierzchniowej. Równocześnie sztormy stanowią zagrożenie dla ludzkiej działalności na morzu oraz dla infrastruktury znajdującej się zarówno na otwartym Bałtyku jak i w strefie brzegowej. Zjawiska, w czasie których wystąpiło ekstremalne falowanie w Zatoce Gdańskiej i ich charakterystyki, są głównym zagadnieniem poruszonym w niniejszym podrozdziale.

Wybierając zjawiska sztormowe na podstawie stopnia sfalowania powierzchni w pierwszej kolejności należy określić wartość progową wysokości fali. W zależności od celu w jakim przeprowadzana jest analiza oraz dostępności danych, wartość progowa definiowana jest na szereg różnych sposobów. Wielu autorów porusza w swoich pracach zagadnienie ekstremalnych wysokości fali znacznej, rozumianych jako zjawiska, w czasie których wysokość fali znacznej przekracza jeden z wysokich percentyli: 95, 99 lub 99.9. (Weisse i Günther, 2007; Soomere i Räämet, 2011a; Tuomi, Kahma i Pettersson, 2011; Björkqvist i in., 2018). W takim wypadku, wartości percentyli wyznaczane są na podstawie danych z całego badanego obszaru (Björkqvist i in., 2018) lub, zwykle przy ograniczonym dostępie do danych, względem wybranego punktu (Tuomi, Kahma i Pettersson, 2011). Inni badacze z kolei proponują przyjęcie wartości progowej wysokości fali definiującej zjawiska sztormowe, jako określonej odgórnie przez badacza (Różyński i Pruszek, 2010). Warto zwrócić uwagę, że decyzja jaką definicją fali sztormowej się posłużyć (np. którego dokładnie percentyla użyć) może być traktowana jako *de facto* arbitralna (Lang i Mikołajewicz, 2019). Definicja punktu progowego fali sztormowej może być bardziej praktyczna – Surkova i inni przyjmują dla Bałtyku jako sztormową wysokość fali znacznej równą i przekraczającą 4 m, opierając się na krajowych wytycznych dotyczących bezpieczeństwa, które określają fale tej wysokości jako niebezpieczne w strefie brzegowej (Surkova, Arkhipkin i Kislov, 2015).

W tabeli poniżej przedstawiono liczbę zjawisk sztormowych w badanych punktach Zatoki Gdańskiej wybranych na podstawie najwyższych percentyli wysokości fali znacznej (Tabela 4.13). Proces wyboru zjawisk polegał na automatycznym przeszukaniu odpowiednich szeregów czasowych w poszukiwaniu okresów przekraczających wartości progowe wyznaczone przez odpowiedni percentyl. Tu należy podkreślić, że poszukiwane były całe sekwencje godzin przekraczających wartości progowe wraz z towarzyszącymi okresami rozwoju sytuacji sztormowej i powrotu do stanu spokoju. Ze względu na dużą zmienność przestrzenną wartości wysokości fali znacznej (Rys. 4.1), wartości percentyla w punkcie wyznaczone są jedynie na podstawie wartości z danego punktu.

Tabela 4.13. Liczba zjawisk sztormowych w wybranych punktach Zatoki Gdańskiej wybranych na podstawie sekwencji 95 i 99 percentyli wysokości fali znacznej. Wartości percentyla wyznaczono na podstawie danych z danego punktu.

Punkt	95 percentyl			99 percentyl		
	H_s [m]	Liczba sztormów	Średnia roczna liczba sztormów	H_s [m]	Liczba sztormów	Średnia roczna liczba sztormów
W1	2.39	705	16.02	3.73	267	6.07
W2	0.61	804	18.27	0.88	315	7.16
W3	2.00	671	15.25	3.15	268	6.09
W4	0.91	787	17.89	1.48	242	5.50
W5	1.74	698	15.86	2.85	233	5.30

Tabela powyżej przedstawia pewien ogólny obraz sztormowości badanego obszaru. Jak można się spodziewać, jest on zgodny z rozkładem przestrzennym średniej i maksymalnej wysokości fali znacznej (Rys. 4.1). Analiza ponad 1300 zjawisk (uwzględniając jako kryterium 99 percentyl) przekraczała dostępne możliwości analityczne. W niniejszej pracy skupiono zatem uwagę na wybranych, najbardziej gwałtownych zjawiskach, co umożliwiło przeprowadzenie dogłębnej analizy ich charakterystyk w celu uchwycenia głównych cech sztormów ekstremalnych Zatoki Gdańskiej w drugiej połowie XX wieku.

4.4.1 Sztormy ekstremalne w Zatoce Gdańskiej

4.4.1.1 Wybór sztormów

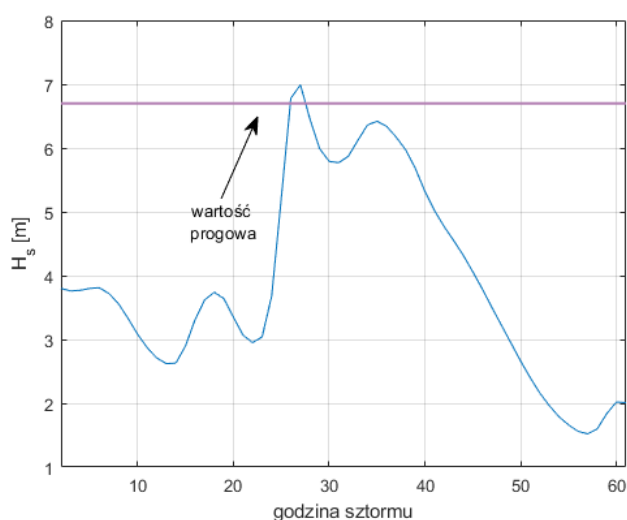
W niniejszej pracy przyjęto następujące podejście w celu zdefiniowania ekstremalnych zjawisk sztormowych. Dla każdego z pięciu wybranych wcześniej punktów Zatoki Gdańskiej wybrano 15 najbardziej intensywnych zjawisk, jakie wystąpiły w czasie całego okresu badawczego, które charakteryzowały się największymi wartościami wysokości fali znacznej. Wybór akurat 15 sztormów jest wyborem arbitralnym; założono, że wybranie 15 zjawisk dla każdego z punktów pozwoli na otrzymanie zbioru sztormów o takiej ich liczbie, która umożliwi analizę przy dostępnych zasobach analitycznych i który równocześnie będzie zawierał wystarczającą liczbę zjawisk do opisanie głównych charakterystyk ekstremalnych sztormów Zatoki Gdańskiej.

Za pomocą wielokrotnego automatycznego przeszukiwania szeregów czasowych wybrano wartości progowe dla każdego z punktów W1–W5 tak, aby wyróżniły co najmniej 15 zjawisk o największych wartościach wysokości fali znacznej (Tabela 4.14.). Wartości progowe służą tu jedynie jako narzędzie ułatwiające znalezienie wybranych zjawisk w analizowanych szeregach czasowych. W tabeli poniżej ponownie, w celach porównawczych, podano wartości 99.9 percentyla wyznaczonego na podstawie danych w każdym z punktów. W każdym wypadku wartości progowe odcinające przynajmniej 15 zjawisk sztormowych przekraczają wartości tego percentyla o wartość od 0.1 m aż do ponad 1 m, potwierdzając rzadki i ekstremalny charakter analizowanych zjawisk.

Tabela 4.14. Wartości progowe wysokości fali znacznej, które wyznaczają minimum 15 zjawisk sztormowych dla wybranych punktów Zatoki Gdańskiej. Dla porównania podano 99.9 percentyl wysokości fali znacznej w każdym z punktów.

Punkt	Wartość progowa wysokości fali znacznej [m]	Liczba sztormów przekraczających wartość progową	99.9 percentyl wysokości fali znacznej [m]
W1	6.70	18	5.58
W2	1.30	23	1.19
W3	5.14	28	4.69
W4	3.00	15	2.41
W5	5.14	20	4.48

Każdy ze sztormów był oceniany wizualnie pod względem zmienności wysokości fali znacznej. Czas trwania zjawiska został dobrany tak, żeby uwzględnić okres rozwoju sztormu i powrotu wysokości fali znacznej do wartości sprzed sztormu. Poniżej przedstawiono rozwój zjawiska na przykładzie sztormu w punkcie W1 z grudnia 1976 roku z zaznaczoną wartością progową (Rys. 4.38).



Rys. 4.38. Przebieg przykładowego zjawiska sztormu ekstremalnego w punkcie W1 Zatoki Gdańskiej z zaznaczoną wartością progową (6.70 m).

Ostatnim krokiem było sprawdzenie, czy zjawiska wybrane w danym punkcie zostały uznane jako sztorm ekstremalny również w pozostałych, badanych punktach Zatoki Gdańskiej. Jeśli tak – takie sztormy traktowane były jako jeden, z takimi datami początku i końca zjawiska, aby obejmowały czas trwania sztormu we wszystkich punktach, w których był on zjawiskiem ekstremalnym. W efekcie z 75 (15 x 5) sztormów uzyskano 34 zjawiska uznane za sztormy o największych wysokościach fali znacznej przynajmniej w jednym z pięciu wybranych punktów Zatoki Gdańskiej (Tabela 4.15). W dalszej części pracy sztormy będą nazywane skrótowo S1, S2, ... itd. Kolejność numerowania związana jest z datą wystąpienia zjawiska – są one uszeregowane chronologicznie. Jako „pik sztormu” rozumiana jest godzina, w której wysokość fali znacznej dla danego sztormu jest największa. Pikiem sztormu wybranego dla dwóch i więcej punktów, będzie najwcześniejsza godzina wystąpienia piku, niezależnie od punktu, na którym wystąpiła.

Tabela 4.15. Daty kolejnych sztormów ekstremalnych w wybranych punktach Zatoki Gdańskiej w latach 1958–2001 wraz z zaznaczeniem (x), dla których punktów dane zjawisko zostało uznane za sztorm ekstremalny.

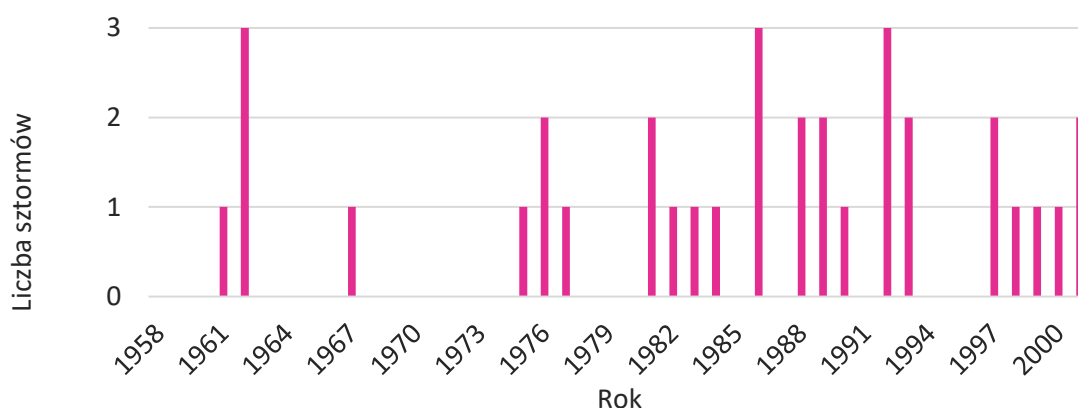
Nr sztormu	Początek	Koniec	W1	W2	W3	W4	W5
1	20.12.1961 06:00	22.12.1961 08:00				x	
2	11.02.1962 19:00	13.02.1962 23:00		x			
3	16.02.1962 20:00	19.02.1962 08:00	x		x		x
4	20.02.1962 00:00	22.02.1962 07:00	x		x	x	x
5	18.11.1967 04:00	20.11.1967 05:00				x	
6	20.11.1975 06:00	22.11.1975 13:00	x		x		x
7	04.01.1976 21:00	07.01.1976 09:00	x		x		x
8	25.12.1976 08:00	27.12.1976 20:00	x		x	x	x
9	23.12.1977 19:00	26.12.1977 04:00		x			
10	20.11.1981 06:00	22.11.1981 11:00		x			
11	23.11.1981 10:00	26.11.1981 11:00		x			
12	15.12.1982 13:00	17.12.1982 19:00		x			
13	18.01.1983 04:00	21.01.1983 05:00	x		x	x	x
14	12.01.1984 15:00	14.01.1984 19:00		x			
15	09.04.1986 16:00	12.04.1986 01:00				x	
16	20.10.1986 15:00	22.10.1986 18:00		x			
17	01.12.1986 06:00	03.12.1986 10:00		x			
18	28.11.1988 15:00	01.12.1988 06:00	x		x	x	x
19	13.12.1988 16:00	16.12.1988 00:00				x	x
20	29.09.1989 23:00	02.10.1989 01:00				x	
21	06.12.1989 08:00	08.12.1989 16:00	x		x	x	x
22	25.01.1990 05:00	27.01.1990 14:00		x			
23	16.01.1992 05:00	18.01.1992 16:00	x		x	x	x
24	11.10.1992 01:00	13.10.1992 04:00	x				
25	07.11.1992 11:00	09.11.1992 18:00			x	x	x
26	13.01.1993 06:00	15.01.1993 14:00		x			
27	21.01.1993 08:00	25.01.1993 23:00		x			
28	10.04.1997 15:00	13.04.1997 11:00	x		x	x	x
29	23.10.1997 02:00	25.10.1997 11:00	x	x	x		x
30	30.01.1998 02:00	01.02.1998 18:00	x		x	x	x
31	02.12.1999 23:00	05.12.1999 12:00	x	x	x		
32	17.01.2000 14:00	22.01.2000 09:00	x		x	x	x
33	31.10.2001 01:00	02.11.2001 03:00		x			
34	20.12.2001 03:00	22.12.2001 09:00		x			

Należy tu podkreślić, że fakt, iż dane zjawisko uznano za sztormowe np. w punkcie W1 a nie w punkcie W2 nie oznacza, że w punkcie W2 nie wystąpiło silne falowanie, nawet przekraczające wartości lokalnego 99 percentyla – oznacza to jedynie tyle, że w czasie tego zjawiska wysokość fali znacznej nie przekroczyła odpowiedniej wartości progowej z tabeli powyżej (Tabela 4.14).

W większości przypadków (18 sztormów), sztormy sklasyfikowano jako zjawiska ekstremalne tylko dla jednego punktu (13 razy dla W2 i 4 razy dla W4). Z kolei w 10 przypadkach sztorm był ekstremalny dla 4 punktów (9 razy dla W1, W3, W4, W5 i raz dla W1, W2, W3, W5 – jest to S29). Poza S29 tylko jeden inny sztorm jest uznany za ekstremalny dla W2 i innego punktu – jest to S31 (jako ekstremalny dla W1, W2 i W3). Żaden ze sztormów nie został uznany za zjawisko ekstremalne we wszystkich 5 punktach. Uwzględniając fakt, że W2 jest punktem położonym w Zatoce Puckiej, można stwierdzić, że zaznacza się tu pewna zmienność przestrzenna obecna w Zatoce Gdańskiej. Fakt, że aż 13 zjawisk zostało uznane za ekstremalne jedynie w Zatoce Puckiej sugeruje istnienie dwóch grup zjawisk – sztormów, które są lokalnie ekstremalne w Zatoce Puckiej (na pozostałym obszarze w tym czasie występują „zwykłe” warunki sztormowe) i sztormów ekstremalnych w pozostałej części Zatoki Gdańskiej, które są związane z silnym, jednak nie ekstremalnym falowaniem w Zatoce Puckiej. Wątek ten zostanie rozbudowany w dalszej części pracy.

Ponieważ Zatoka Gdańska może być częściowo pokryta lodem w miesiącach zimowych, szczególnie blisko brzegów, konieczne było sprawdzenie czy w czasie analizowanych sztormów wystąpiły zjawiska lodowe. Analiza danych wskazuje na to, że niewielka powierzchnia w południowo-wschodniej części zatoki była pokryta lodem morskim w czasie trzech kolejnych sztormów w lutym 1962 roku (S2, S3, S4). Obszar zajęty lodem znajduje się po morskiej stronie Mierzei Wiślanej i nie pokrywa się z położeniem żadnego z wybranych pięciu punktów. Można zatem pominąć obecność lodu w dalszych analizach.

W drugiej połowie okresu badawczego (od roku 1975) widoczny jest wyraźny wzrost liczby ekstremalnych zjawisk sztormowych w Zatoce Gdańskiej (Rys. 4.39). Wyjątkiem są lata 1994–1996, kiedy przez trzy lata z rzędu nie wystąpił na tyle silny sztorm, żeby mógł być przedstawiony jako zjawisko ekstremalne w kontekście niniejszej pracy. Trzy zjawiska ekstremalne w roku wystąpiły w latach 1962, 1986 oraz 1992. Spośród 34 wybranych sztormów tylko trzy wystąpiły poza okresem jesienno-zimowym (październik-marzec). Dwa z tych wystąpiły wiosną (S15, S28 – w kwietniu). Trzeci ze sztormów wystąpił na przełomie września i października (S20).



Rys. 4.39. Liczba ekstremalnych zjawisk sztormowych w Zatoce Gdańskiej w latach 1958–2001.

Ze względu na fakt, że w celu obserwacji pełnego rozwoju sytuacji sztormowej, do godzin sztormowych zaliczono również godziny umiarkowanego wzburzenia powierzchni morza (Rys. 4.38), czas trwania sztormu wyznaczono przy dwóch różnych założeniach. Pierwsze z nich

traktuje cały okres, od pierwszej do ostatniej godziny (Tabela 4.15) jako sztormowy. W rezultacie otrzymano przybliżony czas trwania zjawiska sztormowego. W tym ujęciu czas trwania pojedynczego sztormu ekstremalnego zwykle nie przekracza 60 godzin (około 2.5 dnia). Najdłuższy z analizowanych sztormów trwał 115 godzin (S32) a najkrótszy: 49 godzin (S5). W tym ujęciu pik sztormu jest osiągany średnio po 35 godzinach.

Druga definicja długości czasu trwania zjawiska sztormowego ogranicza czas sztormu do liczby godzin, w czasie których wysokość fali znacznej przekracza wartość progową determinującą czy dane zjawisko należy do 15 najsilniejszych sztormów (Tabela 4.14). Średnio najdłuższej wartości progowe są przekraczane w punkcie W3 i W5, czyli we wschodniej i środkowej części Zatoki Gdańskiej (Tabela 4.16). Równocześnie W3 charakteryzuje się największą zmiennością czasu trwania ekstremalnego falowania. Średnio najkrócej wysokości fali są powyżej wartości progowej w punkcie na granicy Półwyspu Helskiego (W4).

Tabela 4.16. Średnia liczba godzin, w jakich wysokość fali znacznej przekracza wybrane wartości progowe określające warunki sztormów ekstremalnych.

Punkt	W1	W2	W3	W4	W5
Średnia liczba godzin	6.67	7.00	9.60	5.27	9.40
Odchylenie standardowe	3.09	3.96	4.07	3.20	3.79

Dla W1, W3, W4, w czasie sztormu S30, wysokości fali znacznej utrzymywały się najdłużej powyżej wartości progowej (odpowiednio: 14, 15 i 13 godzin). W punkcie W5, w czasie tego sztormu, wysokość fali przekraczała 5.14 m przez 17 godzin. Z kolei w punkcie W2 wysokość fali znacznej w czasie tego sztormu nie przekroczyła lokalnej wartości progowej. Dla punktu W5 najdłużej utrzymujące się wysokości fali znacznej powyżej wartości progowej wystąpiły dla sztormu S28 (18 godzin). Dla W2 był to sztorm S27 (15 godzin). W czasie S27 w żadnym z pozostałych punktów wysokości fali znacznej nie przekroczyły ekstremalnych wartości progowych.

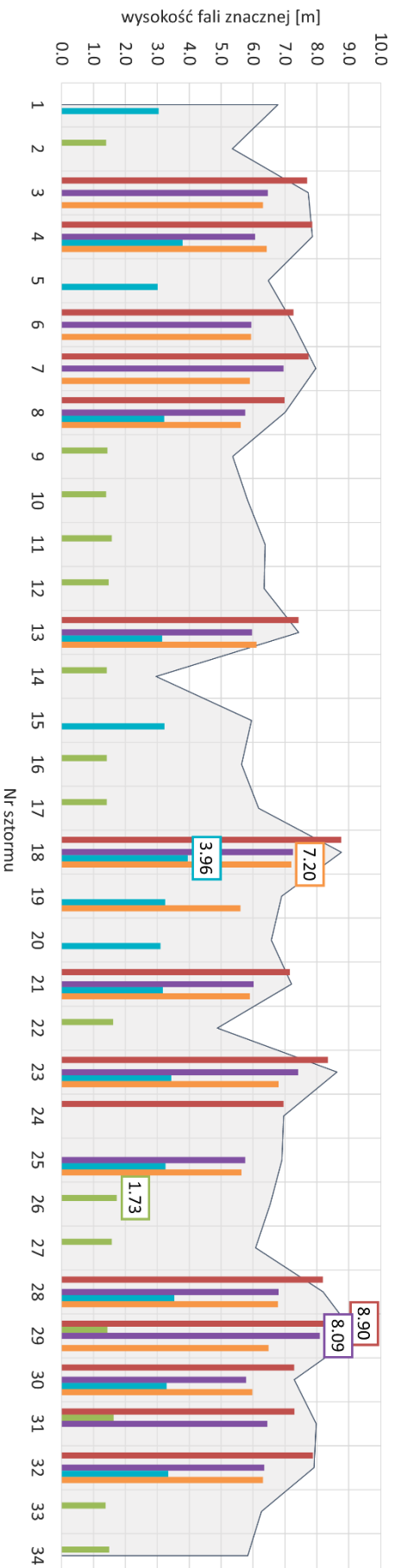
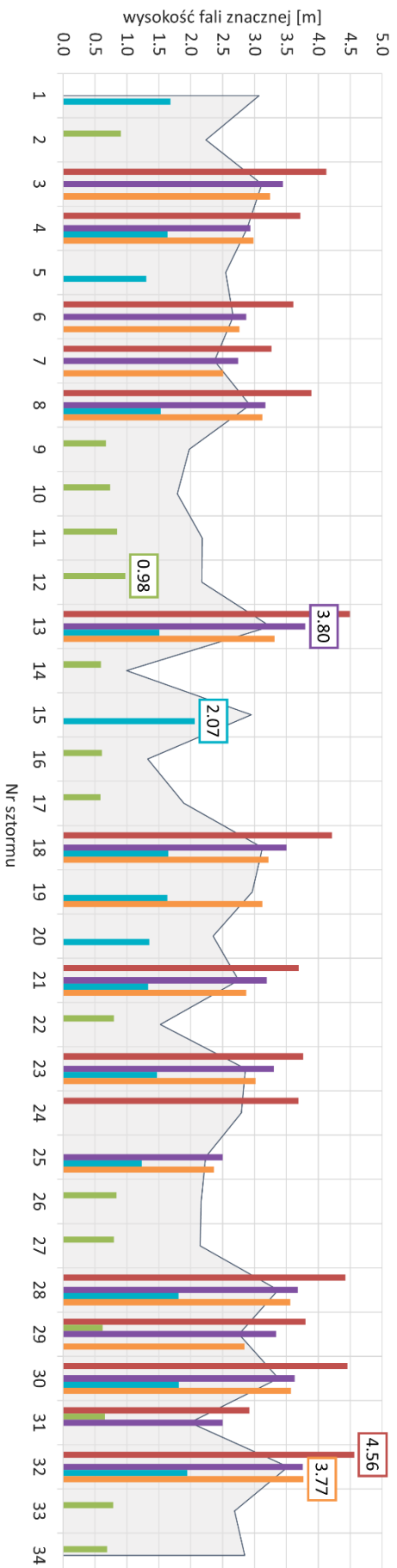
4.4.1.2 Zmienność całkowych parametrów falowania w czasie sztormów w Zatoce Gdańskiej

W tabelach poniżej przedstawiono statystyki wysokości fali znacznej oraz średniego okresu fali podczas sztormów (Tabele 4.17 i 4.18). Wyznaczono je na podstawie zbioru danych zawierającego wartości tych parametrów jedynie dla sztormów właściwych dla danego punktu z Zatoki Gdańskiej. Statystyki dla Zatoki Gdańskiej w tabelach poniżej policzono ze wszystkich punktów siatki i dla wszystkich 34 zjawisk sztormowych.

Tabela 4.17. Statystyki wysokości fali znacznej H_s [m] dla punktów W1–W5 w czasie wybranych w nich sztormów oraz dla Zatoki Gdańskiej dla 34 sztormów.

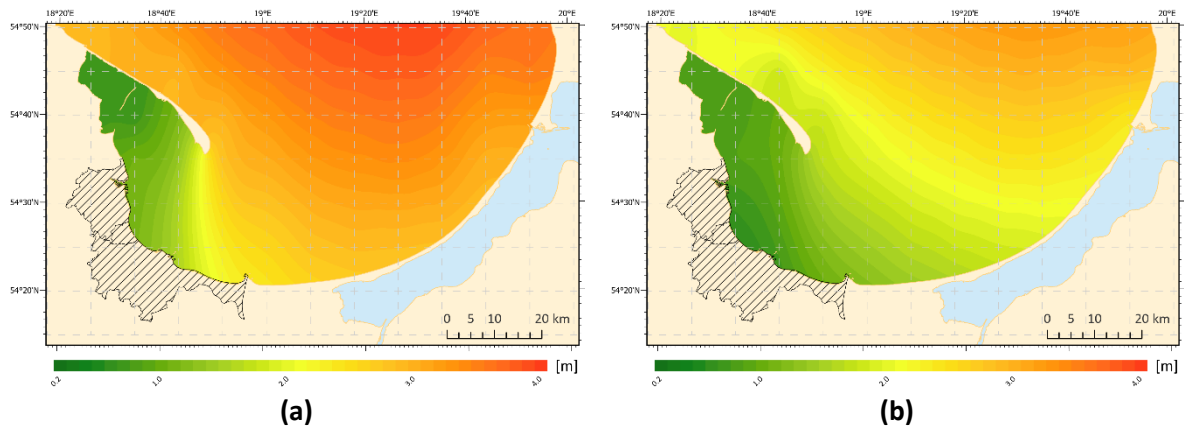
Punkt	Średnia [m]	Odchylenie standardowe [m]	90 percentyl [m]	99 percentyl [m]	Maksimum [m]
W1	3.97	1.87	6.72	8.19	8.90
W2	0.75	0.38	1.33	1.60	1.73
W3	3.27	1.58	5.58	6.99	8.09
W4	1.63	0.87	2.90	3.54	3.96
W5	3.14	1.61	5.47	6.64	7.20
Zatoka Gdańska	2.56	1.63	4.97	6.81	9.23

Wartości średnich i percentyli wysokości fali znacznej dla sztormów ekstremalnych rozkładają się w przestrzeni podobnie jak wartości tego parametru dla całego badanego okresu (Tabela 4.1). Największe wartości są dla W1, najmniejsze zaś dla W2. We wszystkich punktach oprócz W2 średnia wysokość fali znacznej dla ekstremalnych sztormów jest większa od 99 percentyla z 44 lat. W Zatoce Puckiej 99 percentyl z całego okresu wynosi 0.88 m, natomiast średnia wysokość fali w czasie sztormów to 0.75 m. Odchylenie standardowe przyjmuje największe wartości dla punktów leżących w otwartej części Zatoki Gdańskiej, a najmniejsze w punktach osłoniętych, charakteryzujących się mniejszą zmiennością wysokości fali znacznej. Wartości maksymalne dla każdego punktu opisano w podrozdziale 4.1.1 (Tabela 4.1). Wartości odchylenia standardowego i 99 percentyla wysokości fali znacznej w otwartej części zatoki (W1, W3, W5) ma zbliżone wartości do tych dla 34 sztormów i całego obszaru Zatoki Gdańskiej. Wartość maksymalna (9.23 m) została wymodelowana w czasie sztormu S29, który, jak widać na wykresach poniżej (Rys. 4.40), charakteryzował się również największymi wysokościami fali znacznej dla punktów W1 i W3. Na obu wykresach, przedstawiających średnią i maksymalną H_s w czasie sztormów, wyróżniają się dwie wspomniane wcześniej grupy sztormów: jedna związana z punktem W2 i druga, dla której charakterystyczne jest silne falowanie w pozostałych lokalizacjach. Średnie wysokości fali znacznej na przeważającym obszarze zatoki oscylują w podobnych granicach dla kolejnych sztormów, tj. między 2.5–3.5 m. Średnie sztormowe H_s dla punktu W2 w żadnym wypadku nie przekroczyły 1 m.



Rys. 4.40. Średnia (górny rzęd) i maksymalna (dolny rzęd) wysokość fali znacznej w analizowanych punktach dla wybranych w nich sztormów. Zaznaczono wartości największe obu statystyk dla każdego z punktów.

Poniżej przedstawiono rozkład przestrzenny średniej wysokości fali znacznej w czasie sztormów wybranych na podstawie lokalnie ekstremalnych wysokości fali znacznej w otwartej części Zatoki Gdańskiej (punkty W1, W3-W5, Rys. 4.41, a) oraz w Zatoce Puckiej (punkt W2, Rys. 4.41, b). Widoczna jest znacząca różnica w rozkładzie przestrzennym H_s między tymi grupami sztormów.



Rys. 4.41. Rozkład przestrzenny średniej wysokości fali znacznej w czasie zjawisk z lokalnie ekstremalnym falowaniem w otwartej części Zatoki Gdańskiej (a) i Zatoki Puckiej (b). Każda z ilustracji ma taką samą skalę barwną.

Dla sztormów o ekstremalnych wysokościach H_s w otwartej części Zatoki Gdańskiej, najwyższe fale występują w centralnej części północnej Zatoki Gdańskiej i docierają głęboko w głąb zatoki. Widoczny jest wpływ Półwyspu Helskiego na pole falowania wiatrowego. Na granicy między Cyplem Helskim a rejonem ujścia Wisły Śmiałej widoczny jest znaczny gradient wysokości fali znacznej. Z kolei w czasie sztormów o lokalnych ekstremach H_s w Zatoce Puckiej, średnie wysokości fali znacznej są najwyższe we wschodniej części Zatoki Gdańskiej. Gradient między wartościami H_s w Zatoce Puckiej a resztą Zatoki Gdańskiej jest mniej wyraźny, a izolinie wszystkich wysokości fali znacznej przechodzą bardziej równoległe do południowych brzegów Zatoki Gdańskiej.

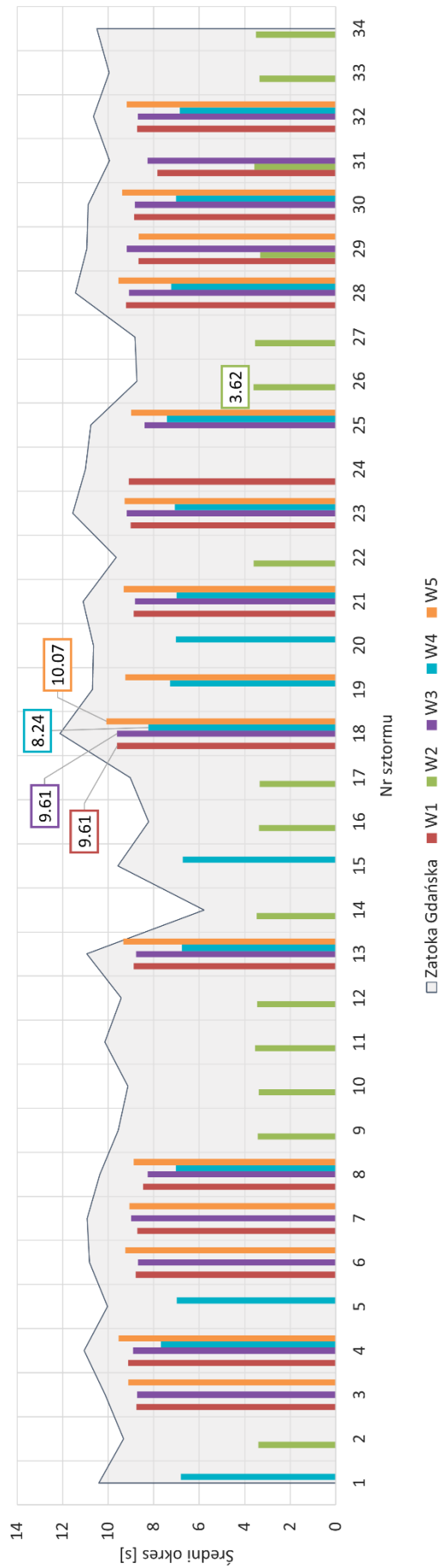
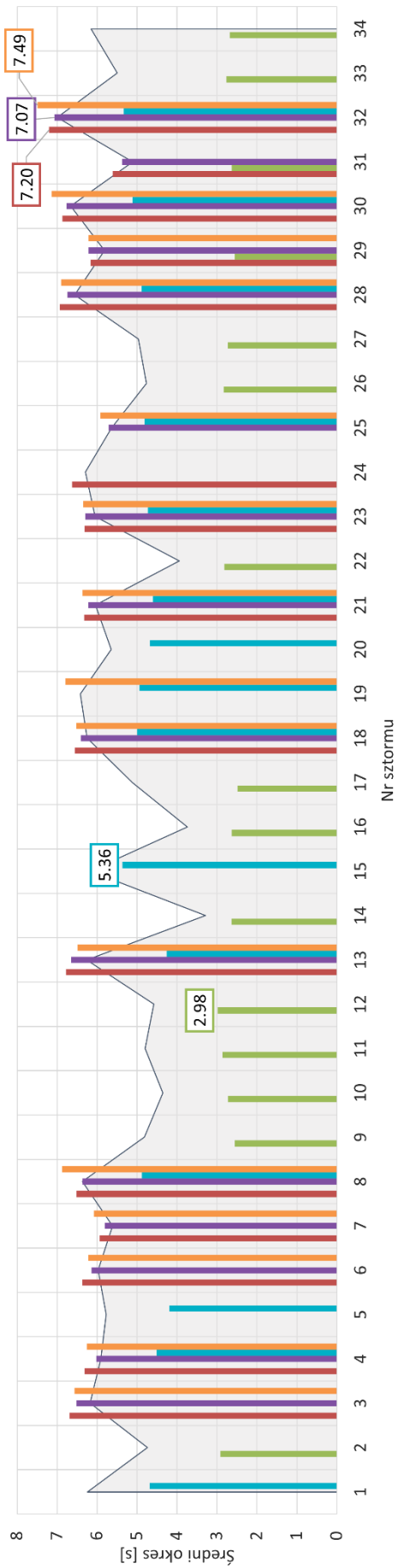
Średnia wartość okresu T_z w czasie wybranych sztormów rozkłada się w przestrzeni podobnie jak średnia dla całego okresu, tj. najdłuższe fale rejestrowane są głównie w otwartej części zatoki, z okresem rzędu 4–6 sekund, krótsze natomiast w osłoniętej części zatoki – poniżej 1 s (Tabela 4.18).

Tabela 4.18. Statystyki średniego okresu T_z [s] dla punktów W1–W5 w czasie wybranych w nich sztormów oraz dla Zatoki Gdańskiej dla 34 sztormów

Punkt	Średnia [s]	Odchylenie standardowe [s]	90 percentyl [s]	99 percentyl [s]	Maksimum [s]
W1	6.53	1.46	8.51	9.14	9.61
W2	2.72	0.42	3.32	3.56	3.62
W3	6.34	1.54	8.39	9.12	9.61
W4	4.83	1.48	6.67	7.43	8.24
W5	6.61	1.80	8.87	9.51	10.07
Zatoka Gdańska	5.60	1.92	8.27	9.54	12.12

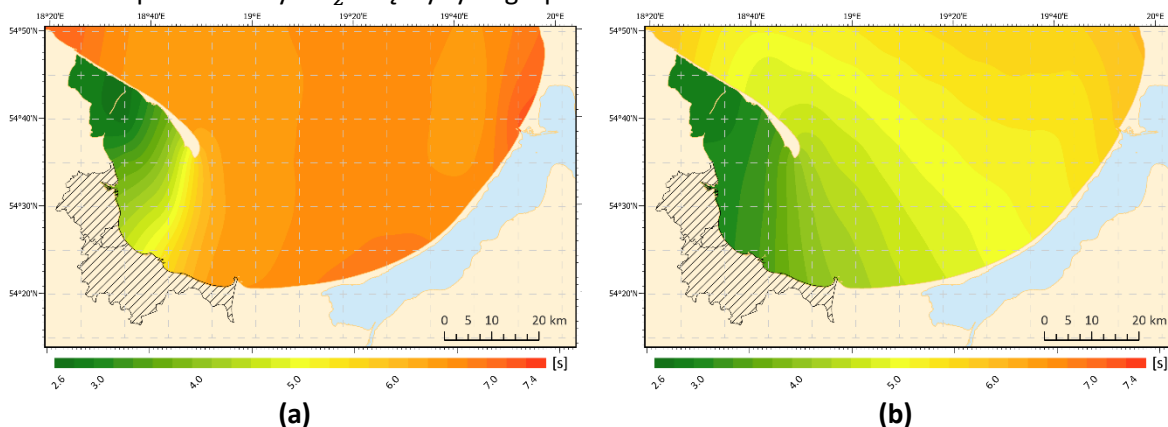
Średnio najkrótsze fale sztormowe obserwowane są w Zatoce Puckiej. W czasie sztormów niemal nie docierają tam fale o okresie większym niż 3.5 s. Średni okres rejestrowany w czasie sztormów w tym punkcie (2.72 s) jest zbliżony do średniego okresu dla 44 lat (2.03 s), podczas gdy różnica między odpowiadającymi średnimi okresami dla pozostałych punktów jest rzędu 2–3 sekund. W punkcie W1 średni T_z to 3.51 s dla całego okresu badawczego i 6.53 s dla sztormów. Najmniejsza zmienność długości fali w czasie sztormów ekstremalnych jest w wewnętrznej Zatoce Puckiej, a największa: w centrum Zatoki Gdańskiej (W5; 1.80). Należy jednak zauważyć, że różnice w zmienności między punktami poza Zatoką Pucką są rzędu dziesiątych części sekundy.

Podobnie jak dla wysokości fali znacznej, w celu uzupełnienia tabeli powyżej (Tabela 4.18), na wykresach poniżej (Rys. 4.42) zaznaczono średnie i maksymalne wartości okresu T_z dla każdego ze sztormów. Widoczna jest zmienność przestrzenna tego parametru. Największe średnie wartości okresu są dla sztormu S32, natomiast największe maksima – dla sztormu S18. W czasie wszystkich sztormów największe wartości okresu były rejestrowane poza wybranymi pięcioma punktami.



Rys. 4.42. Średni (górný rzqd) i maksymalny (dolny rzqd) średni okres w analizowanych punktach dla wybranych w nich sztorumów. Zaznaczono wartości największe obu statystyk dla każdego z punktów.

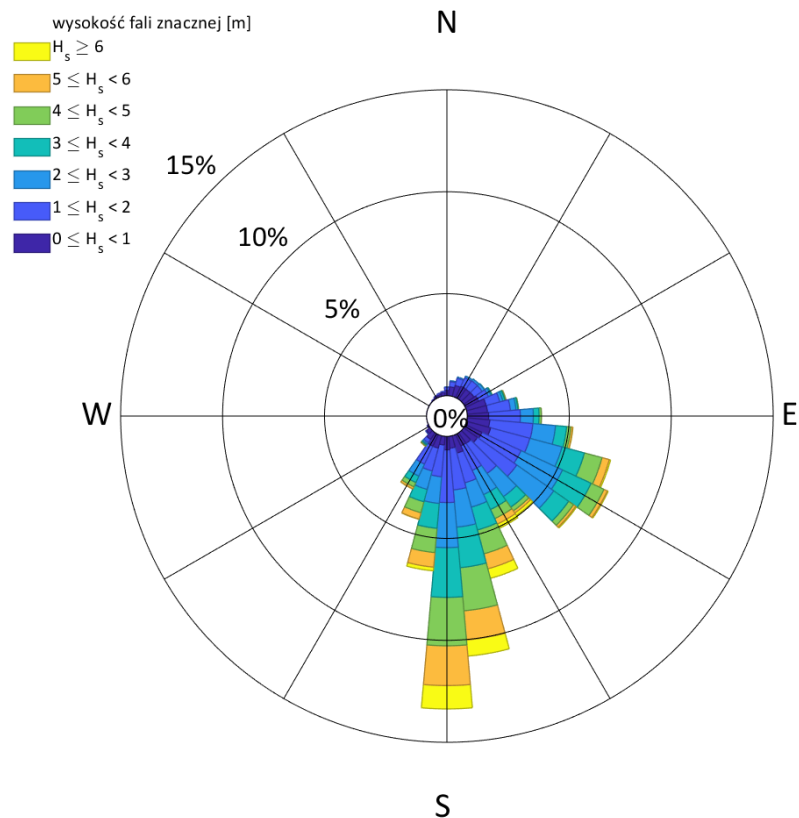
Poniżej przedstawiono rozkład przestrzenny średnich wartości średniego okresu w czasie sztormów wybranych na podstawie lokalnie ekstremalnych wysokości fali znacznej w otwartej części Zatoki Gdańskiej (Rys. 4.43, a) i w Zatoce Puckiej (Rys. 4.43, b). Widoczna jest różnica w rozkładzie przestrzennym T_z między tymi grupami sztormów.



Rys. 4.43. Rozkład przestrzenny średnich wartości średniego okresu w czasie zjawisk z lokalnie ekstremalnym falowaniem w otwartej części Zatoki Gdańskiej (a) i Zatoki Puckiej (b). Obie ilustracje mają taką samą skalę barwną.

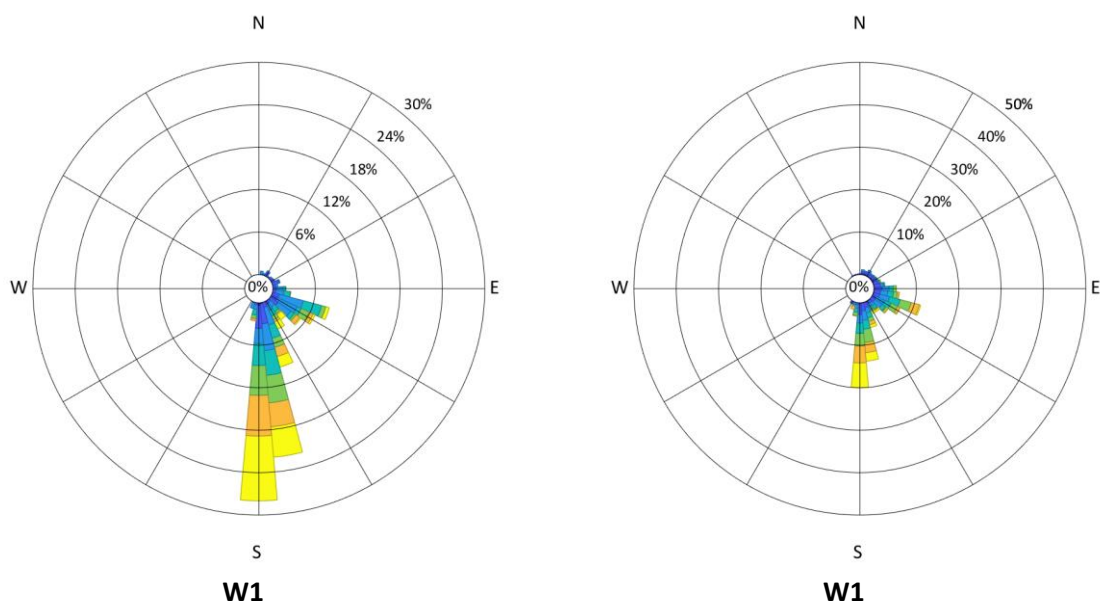
W czasie sztormów lokalnie ekstremalnych w otwartej części Zatoki Gdańskiej, średni okres ma równomierny rozkład na przeważającym obszarze zatoki, o średnich wartościach okresu oscylujących między 6 a 7 s. Wyraźnie niższe wartości średniego okresu występują w Zatoce Puckiej i zmieniają się tam szybciej na stosunkowo niewielkim obszarze. Z kolei dla sztormów lokalnie ekstremalnych pod względem wysokości fali znacznej w Zatoce Puckiej, średni okres zmienia się stopniowo na obszarze całej Zatoki Gdańskiej, osiągając większe wartości dalej od lądowej granicy zatoki i Półwyspu Helskiego (Rys. 4.43, a).

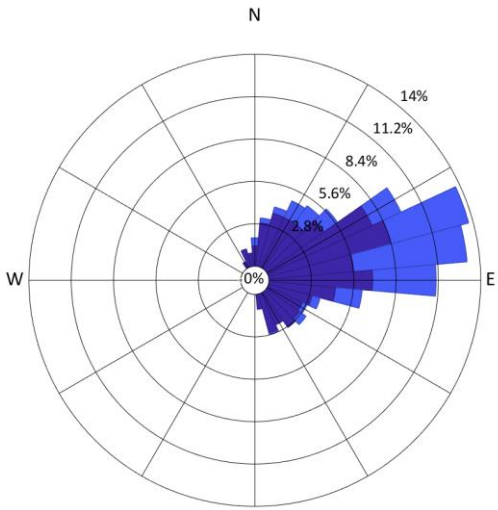
Rozkład kierunków propagacji falowania dla całej Zatoki Gdańskiej w czasie sztormów charakteryzuje się dwoma dominującymi kierunkami propagacji: na południe i południowy wschód (Rys. 4.44). Na obszarze Zatoki Gdańskiej falowanie o wysokościach fali znacznej równych i przekraczających 6 m propaguje się głównie na S-SSE. Nie zaznacza się propagacja w kierunkach od WSW do N. Niewielki udział w czasie sztormów ma falowanie na północny wschód. W tym kierunku rozprzestrzeniają się jedynie fale o małych wysokościach.



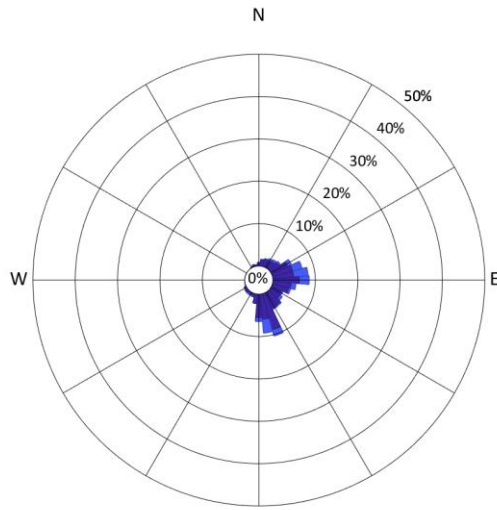
Rys. 4.44. Rozkład częstotliwościowy kierunku propagacji falowania dla Zatoki Gdańskiej w czasie sztormów.

Widoczna jest zmienność przestrzenna dominującego kierunku propagacji falowania w czasie sztormów – szczególnie gdy wzięte pod uwagę będą jedynie sztormy wybranych punktów (lewa kolumna na Rys. 4.45). Ze względu na znaczącą różnorodność rozkładu częstości, na rysunkach w lewej kolumnie zachowano stałą skalę barwną, jednak częstość jest różna dla każdego z punktów. Różne kierunki propagacji w prawej kolumnie mają stałą częstość.

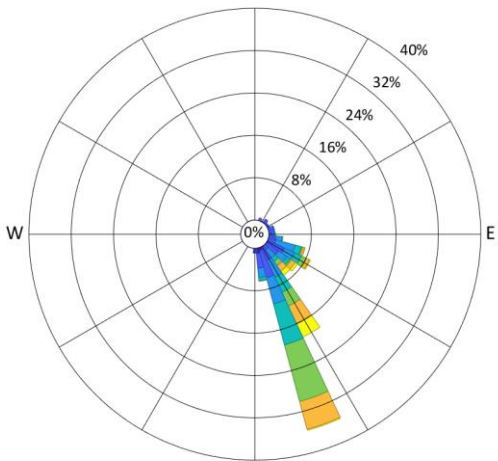




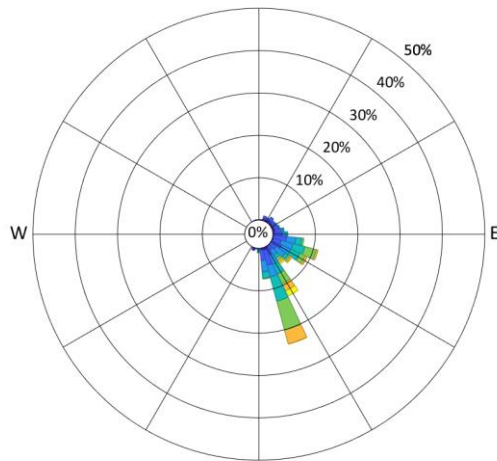
W2
N



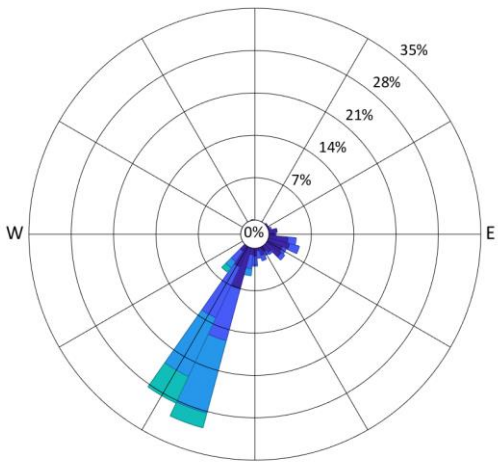
W2
N



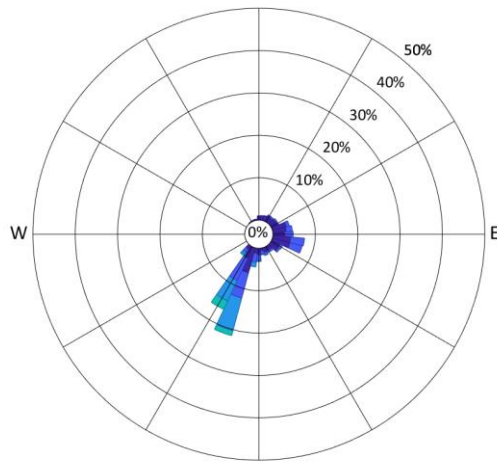
W3
N



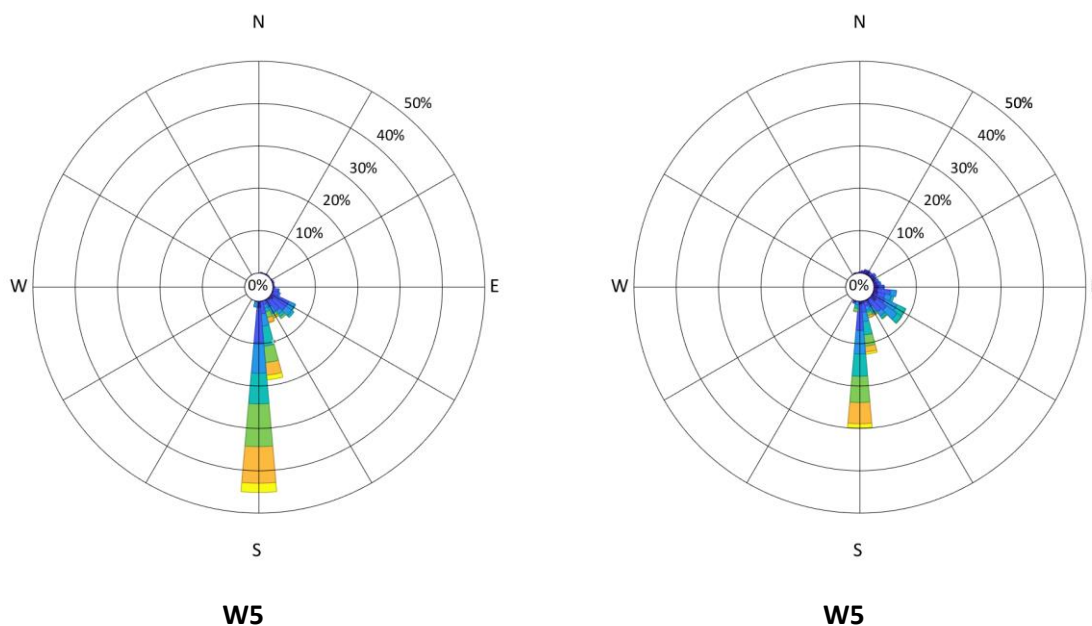
W3
N



W4
N



W4
N



W5 **W5**

Rys. 4.45. Rozkład częstotliwościowy kierunku propagacji falowania dla wybranych punktów Zatoki Gdańskiej (W1–W5) w czasie sztormów właściwych dla punktu (lewa kolumna) oraz wszystkich analizowanych sztormów (prawa kolumna). Róże propagacji falowania mają różne (lewa kolumna) bądź równe (prawa kolumna) skale częstości. Skala barwna na wszystkich ilustracjach jest taka sama jak na Rys. 4.44.

Punkty położone w otwartej części zatoki charakteryzują się przede wszystkim falowaniem rozprzestrzeniającym się na południe i południowy wschód. W punkcie W4 dominuje falowanie z kierunków północno-wschodnich. Dla punktów na północy zatoki (W1, W3) widoczny jest kilkuprocentowy udział falowania propagującego się na ESE. Zupełnie inaczej wygląda rozkład częstości falowania w Zatoce Puckiej. Nie tylko dominuje kierunek propagacji na północny-wschód, ale również fale rozchodzą się w dużo większym zakresie kątów. Udział propagacji fal z kierunków zachodnich jest widoczny w każdym punkcie, gdy przedstawiany jest rozkład dla falowania dla wszystkich 34 sztormów.

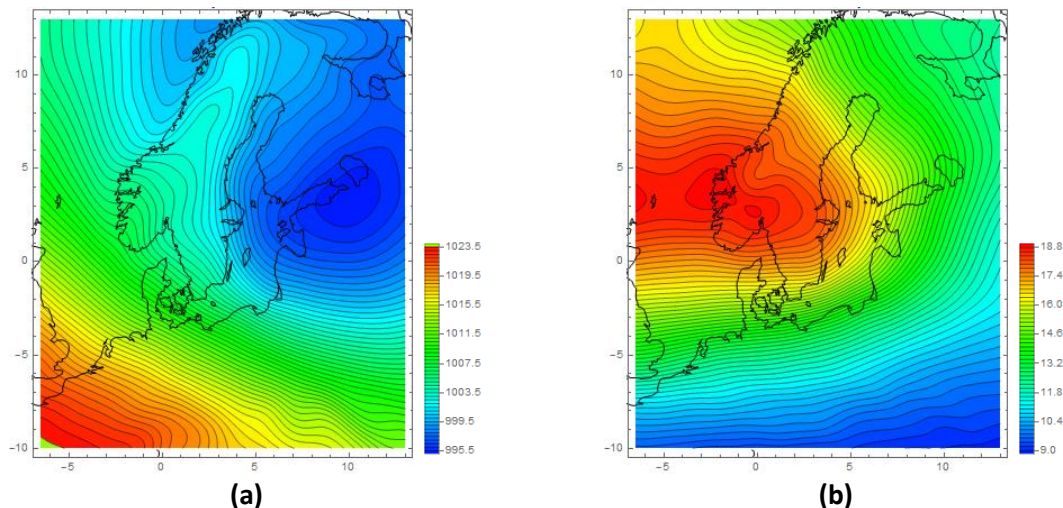
4.4.2 Warunki meteorologiczne w czasie sztormów Zatoki Gdańskiej

W niniejszym podrozdziale przedstawione zostaną statystyki parametrów meteorologicznych związanych z wybranymi 34 ekstremalnymi sztormami Zatoki Gdańskiej. Podobnie jak dla całego okresu badawczego, opisane zostaną rozkłady przestrzenne pola ciśnienia atmosferycznego oraz pola prędkości wiatru na obszarze REMO. Warto tu ponownie podkreślić, że zjawiska sztormowe zostały wybrane na podstawie pola falowania wiatrowego a nie pola prędkości wiatru. Najsilniejsze sztormy zwykle są związane z układami niżowymi, których trajektorie determinują siłę i przebieg sztormu. W dalszej części rozdziału przedstawiona zostanie analiza przebiegu ścieżek niżów barycznych obserwowanych w czasie wybranych sztormów na obszarze REMO.

4.4.2.1 Ciśnienie atmosferyczne

Pole średniego ciśnienia w czasie sztormów charakteryzuje się obecnością silnego gradientu (Rys. 4.46). W przeciwieństwie jednak do średniej wieloletniej (Rys. 4.18, a), w czasie sztormów izobary przebiegają wzdłuż osi NW-SE i są dużo gęściej rozmieszczone. Minimum ciśnienia jest zlokalizowane w północno-wschodniej części obszaru, z centrum na wschód od Zatoki Fińskiej,

gdzie najniższe wartości sięgają 995.5 hPa. Największe wartości średniego ciśnienia atmosferycznego dla sztormów (około 1023 hPa) koncentrują się w południowo-zachodnim narożniku obszaru REMO. Północna część Półwyspu Skandynawskiego ma wyraźnie wyższe średnie wartości ciśnienia niż otaczające ją obszary morskie i oceaniczne, a także Finlandia i widoczna część Rosji.

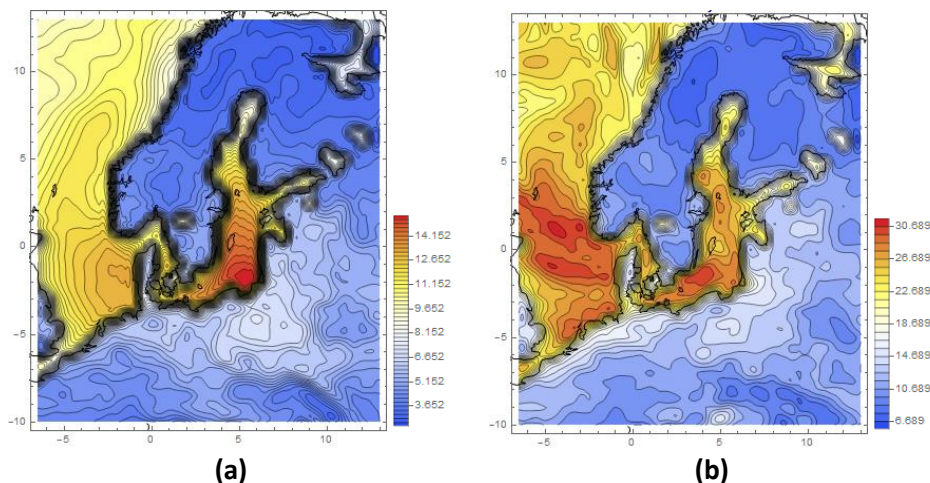


Rys. 4.46. Rozkład ciśnienia atmosferycznego dla wybranych sztormów w Zatoce Gdańskiej [hPa]; wartości średnie ciśnienia (a) i jego odchylenie standardowe (b). Oba rysunki mają własną skalę barwną.

Zmienność przestrzenna ciśnienia atmosferycznego ma podobny rozkład dla całego okresu i badanych sztormów. Najmniej ciśnienie zmienia się w południowej części obszaru REMO. Maksymalne wartości odchylenia wskazują na największą zmienność pola ciśnienia nad granicą między Morzem Norweskim a Północnym oraz nad Półwyspem Skandynawskim. Zakres wartości odchylenia standardowego zmienia się w zakresie 9–18 hPa.

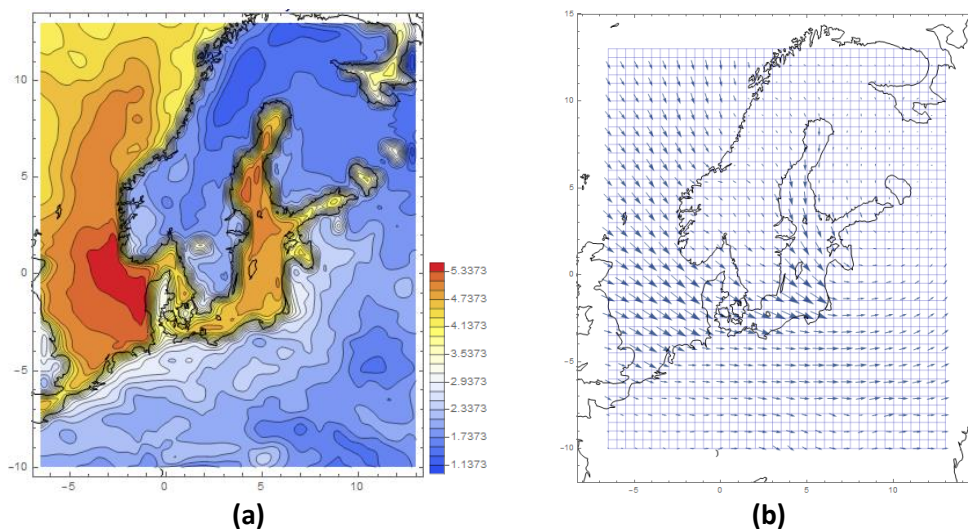
4.4.2.2 Pole wiatru

Nad widoczną częścią Atlantyku średnie prędkości wiatru w czasie sztormów w Zatoce Gdańskiej wynoszą 11–13 m/s, przy czym maksimum widoczne jest po zachodniej stronie Danii (Rys. 4.47, a). Nad Bałtykiem średnie prędkości wiatru zawierają się w zakresie 9–15 m/s. Rozkład przestrzenny średnich prędkości wiatru nad Morzem Bałtyckim charakteryzuje się wyraźnym gradientem południkowym z największymi wartościami widocznymi w południowej części Bałtyku, zaraz przy wejściu do Zatoki Gdańskiej. Gradient ten nie jest widoczny na rozkładzie przestrzennym maksymalnych wartości prędkości wiatru (Rys. 4.47, b).



Rys. 4.47. Średni moduł prędkość wiatru (a) i maksymalna bezwzględna prędkość wiatru (b) [m/s] dla wybranych sztormów Zatoki Gdańskiej. Każdy z rysunków ma własną skalę barwną.

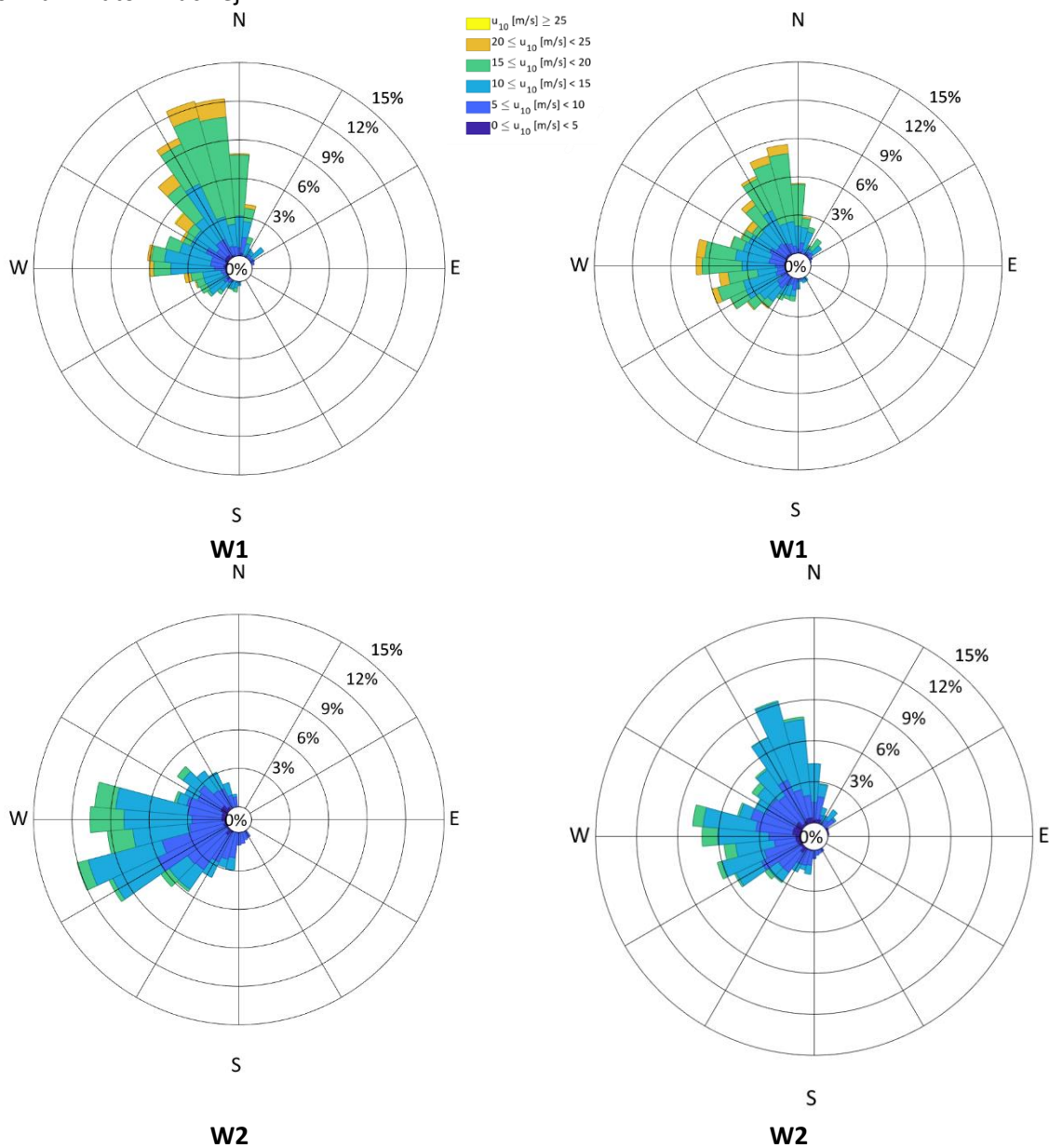
W czasie wybranych sztormów widoczna jest znacząca zmienność przestrzenna maksymalnych prędkości wiatru. Regiony maksymalnej prędkości wiatru nad Morzem Północnym układają się w podłużne struktury – nałożone na rozkład średniego ciśnienia atmosferycznego dla sztormów znalazłyby się w rejonie gradientu ciśnienia. Na Bałtyku maksymalne prędkości wiatru w czasie analizowanych sztormów sięgnęły 30 m/s, na Morzu Północnym z kolei: 25–27 m/s. W rejonie maksimów na Morzu Północnym obserwowana jest największa zmienność prędkości wiatru (Rys. 4.48, a). Centralna część Morza Bałtyckiego ma słabo zróżnicowane przestrzennie wartości odchylenia standardowego; są średnio o 1 m/s większe niż wynosi wartość tego parametru dla całego okresu badawczego. Największa zmienność prędkości wiatru nad Bałtykiem dla sztormów Zatoki Gdańskiej znajduje się w Zatoce Botnickiej i sięga 5 m/s.

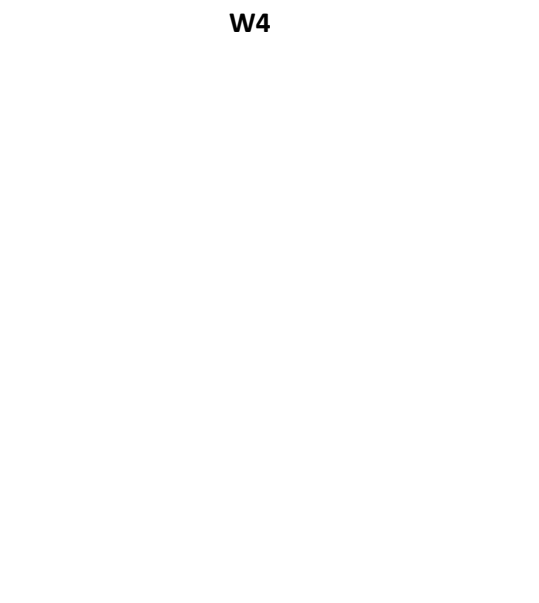
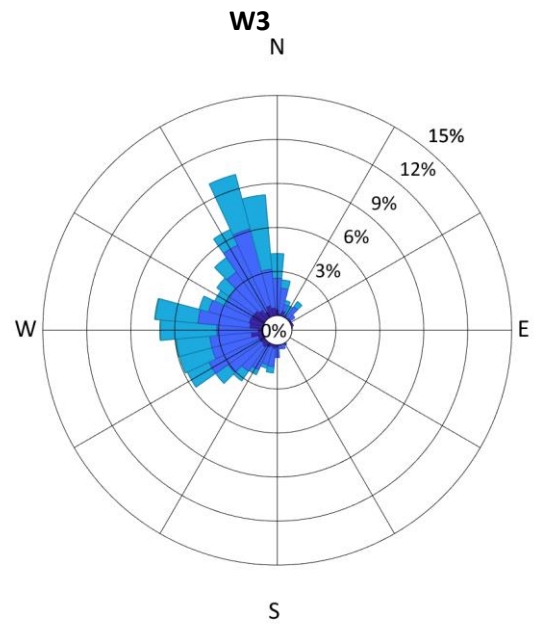
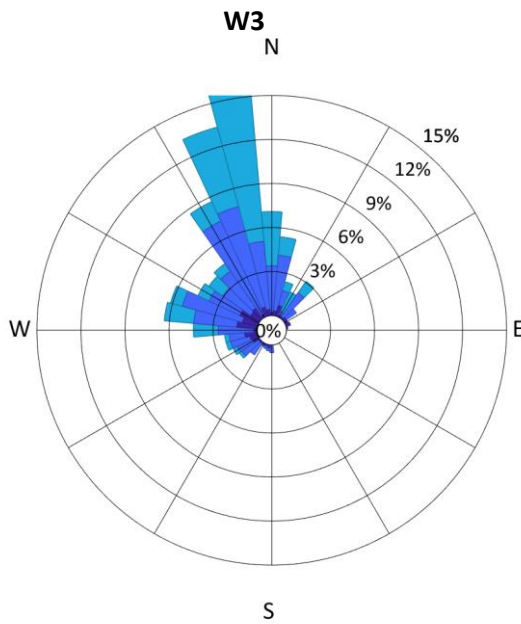
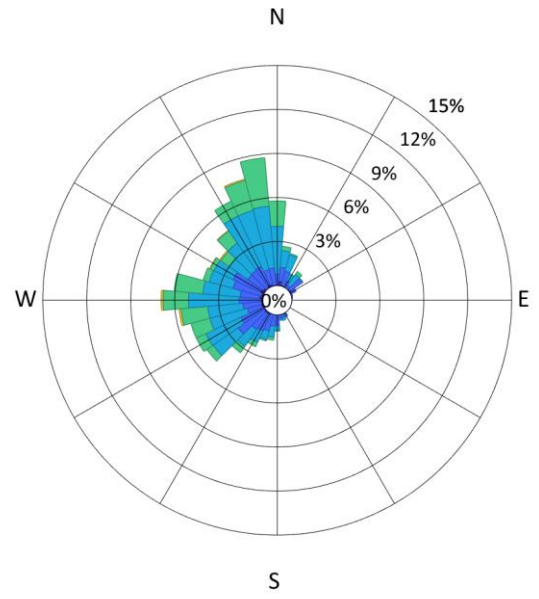
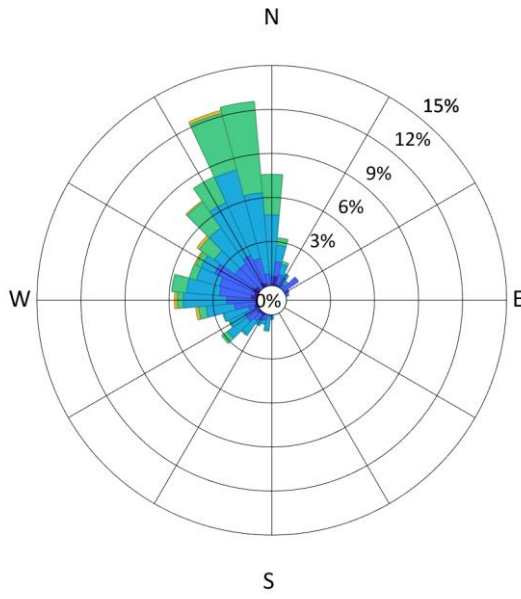


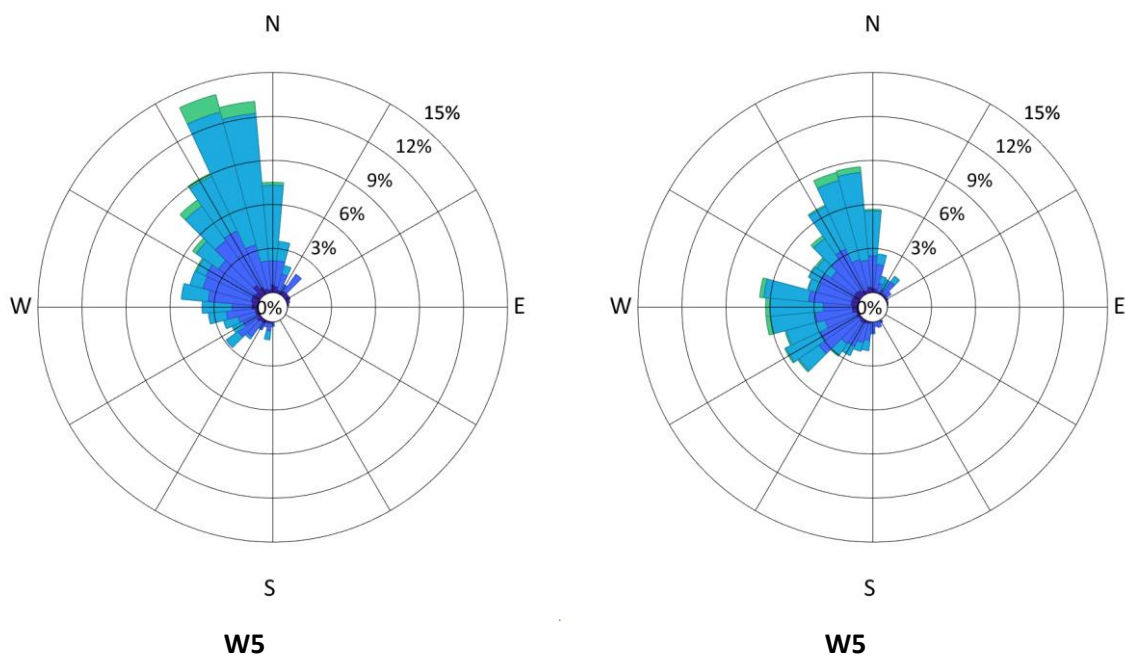
Rys. 4.48. Odchylenie standardowe wartości prędkości wiatru [m/s] (a) oraz średni kierunek wiatru (b) dla wybranych sztormów Zatoki Gdańskiej. Wielkość strzałek określa średnią całkowitą prędkość wiatru.

O ile nad badanym obszarem zazwyczaj dominuje wiatr zachodni i południowo-zachodni, to wiatry północno-zachodnie (w sensie średnim) będą związane z najwyższym falowaniem w Zatoce Gdańskiej (Rys. 4.48 (b), Rys. 4.49). Widoczna jest zmienność przestrzenna średniego kierunku

wiatru sztormowego (Rys. 4.49, lewa kolumna). W punktach otwartej części zatoki przeważają wiatry północne i północno-zachodnie, osiągające prędkości ponad 25 m/s, z niewielkim udziałem wiatrów zachodnich w punktach W1, W3 i W4. W punkcie W2 zdecydowanie dominują wiatry zachodnie i zachodnio-zachodnio-południowe. Równocześnie, zwłaszcza dla punktów otwartej części Zatoki Gdańskiej, wiatry zachodnie nawet o podobnej sile (w wypadku W1 przekraczające 20 m/s – kolor pomarańczowy) nie wywołują tak silnego falowania jak wiatry północne (Rys. 4.49, prawa kolumna). Niemal nieobecne są wiatry z sektora wschodniego i południowego. W punkcie W4 prędkość wiatru nie przekracza 15 m/s. Natomiast w punkcie tym wiatry północno-wschodnie mają największy udział ze wszystkich punktów (3%). Występuje jednak jedynie dla sztormów właściwych dla tego punktu. Stosunkowo niewielki udział mają dominujące w regionie wiatry południowo-zachodnie, których częstotliwość nie przekracza 6% i jest związana z ekstremalnymi sztormami Zatoki Puckiej.



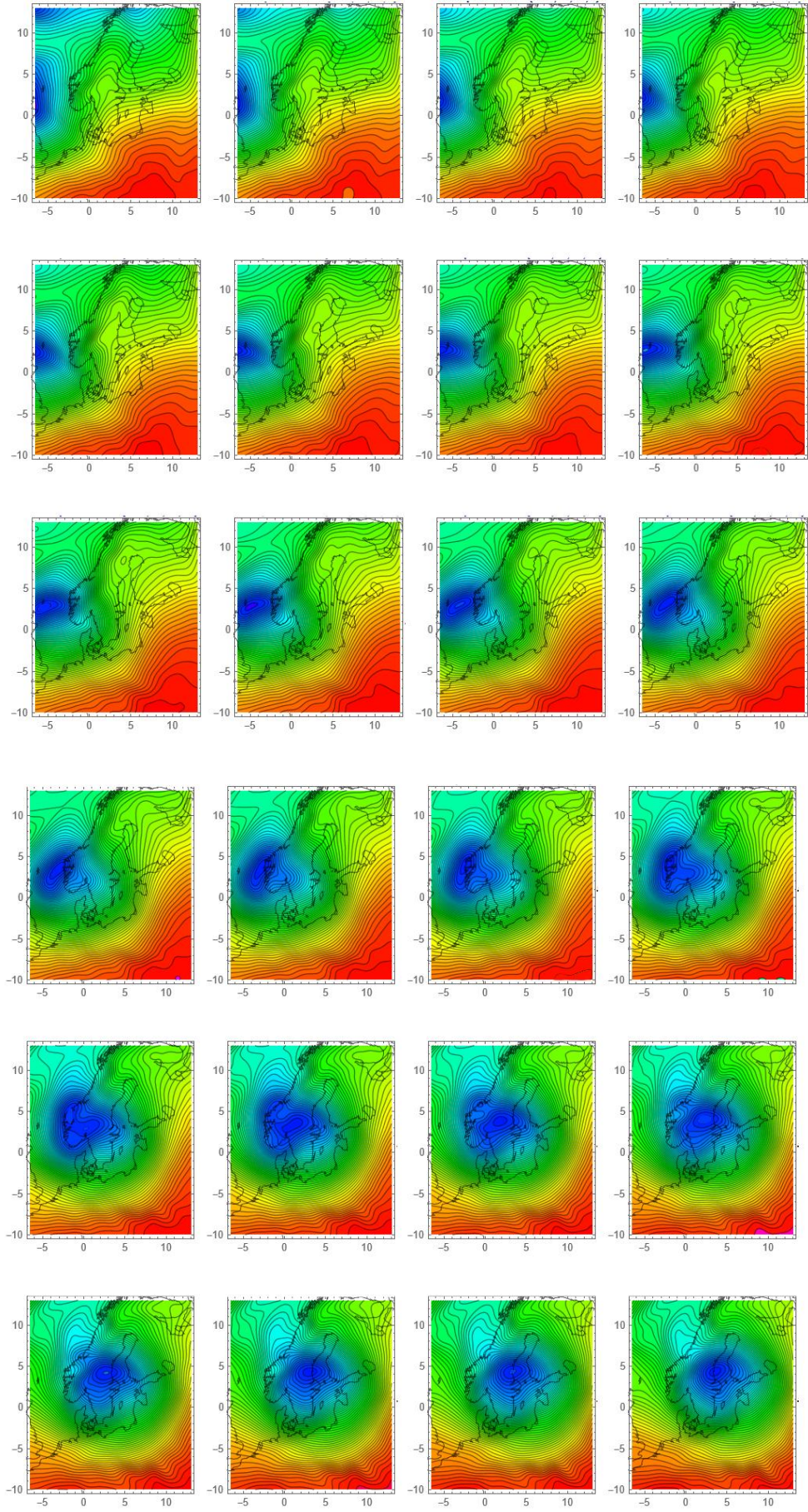


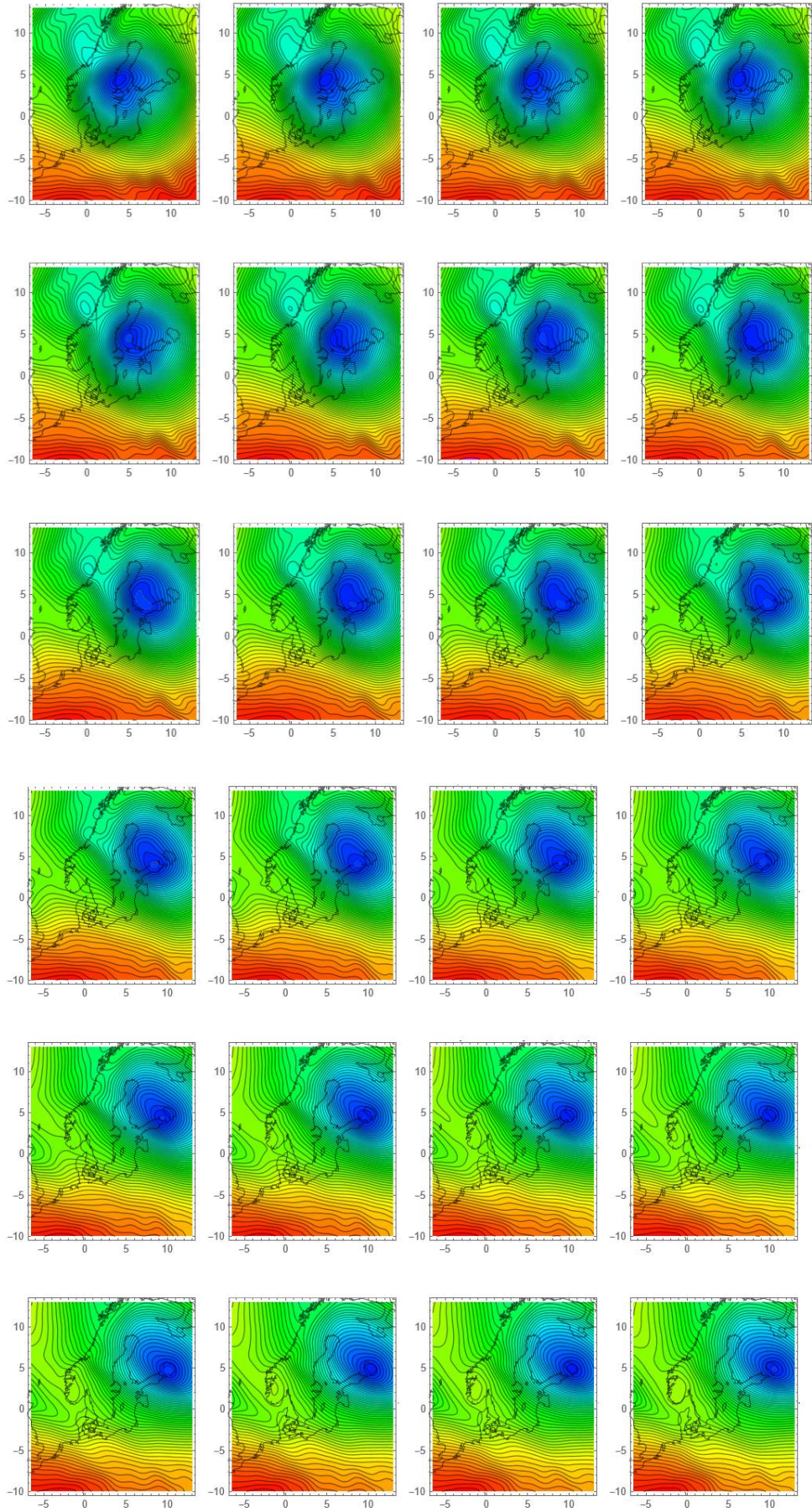


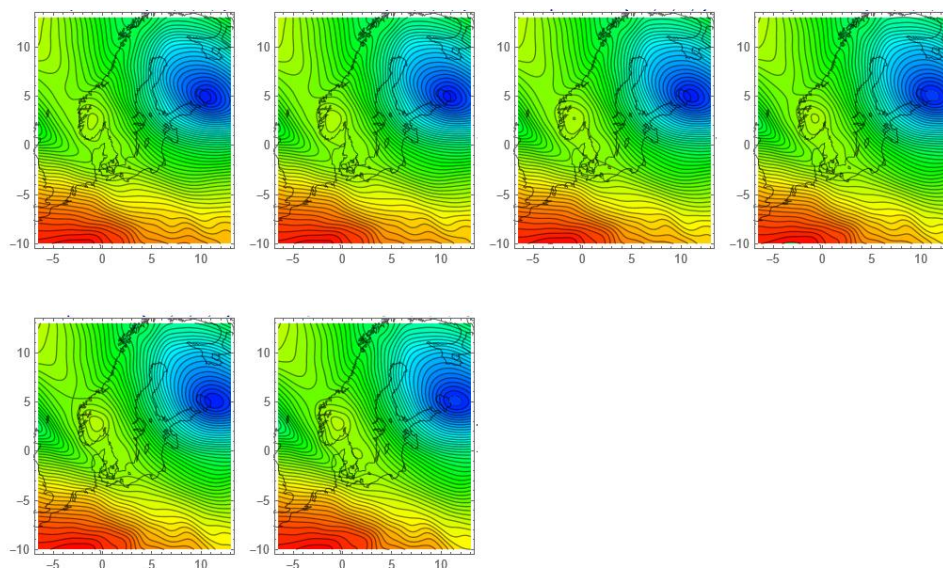
Rys. 4.49. Rozkład częstotliwości prędkości wiatru w czasie sztormów w wybranych punktach W1–W5. Lewa kolumna przedstawia częstości wiatru dla sztormów właściwych dla danego punktu, prawa: dla wszystkich 34 sztormów. Wszystkie rysunki mają taką samą skalę częstości. Skala barwna jest taka sama jak na Rys. 4.22.

4.4.3 Trajektorie układów niżowych związanych ze sztormami w Zatoce Gdańskiej

W celu opisanego charakterystyk torów, po których przemieszczają się układy niskiego ciśnienia związane z warunkami sztormowymi w Zatoce Gdańskiej, przeanalizowane zostały mapy rozkładu przestrzennego ciśnienia atmosferycznego dla sztormów. Na każdej z map (krok czasowy: 1 godzina), na której to było możliwe, centrum układu niżowego, zdefiniowane jako obszar o najniższym ciśnieniu, zostało wskazane na podstawie analizy wizualnej a jego współrzędne geograficzne były odnotowywane. Przykładowy przebieg rozkładu ciśnienia atmosferycznego z krokiem 1 godziny dla wybranego sztormu (S10) przedstawiono na ilustracji poniżej (Rys. 4.50). Jest ona schematyczna w związku z czym nie przedstawiono skali. Kolorem czerwonym zaznaczono ciśnienia powyżej 1020 hPa, kolorem niebieskim: ciśnienia poniżej 980 hPa.

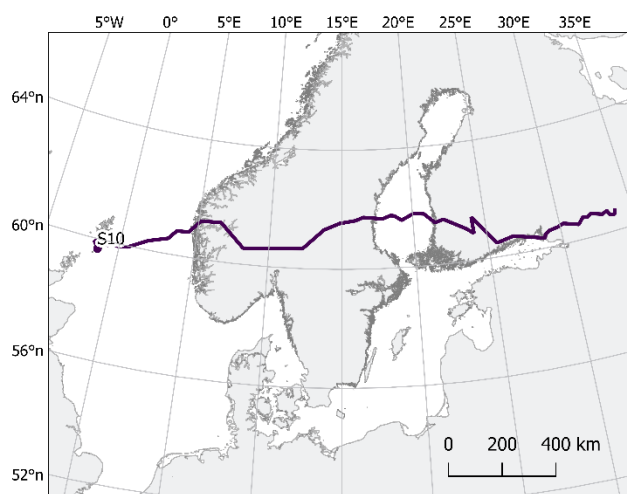






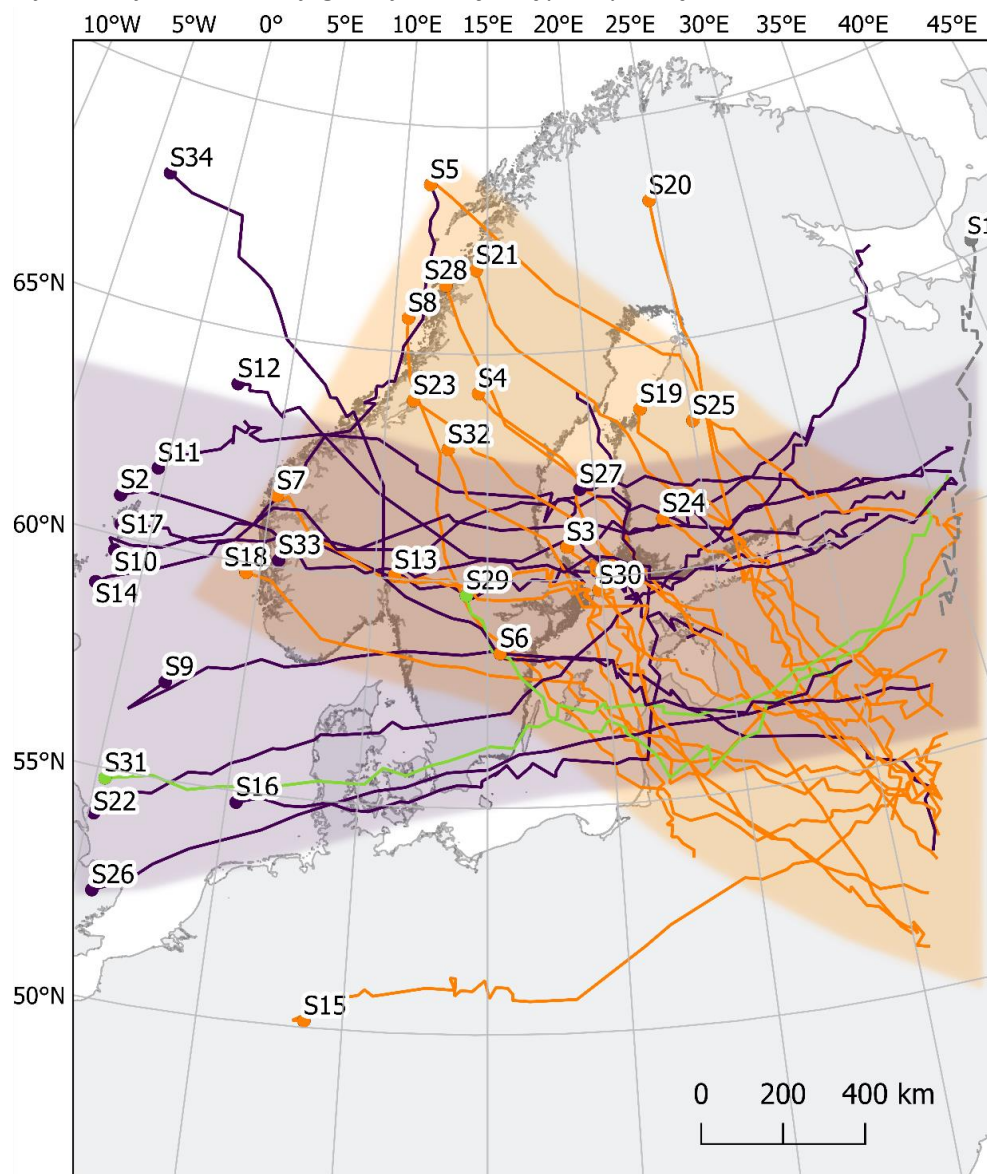
Rys. 4.50. Przykładowy przebieg rozkładu ciśnienia atmosferycznego dla sztormu S10. Krok czasowy: 1 godzina od 6:00 20.11.1981 do 11:00 22.11.1981. Opis kolorów znajduje się w tekście.

Zapisano współrzędne położenia centrum układu niskiego ciśnienia w kolejnych godzinach. Otrzymane szeregi punktów, zostały połączone prostymi i nałożone na mapę Morza Bałtyckiego (Rys. 4.52). Ze względu na czytelność obrazu, na rysunku nie przedstawiono samych punktów, jedynie krzywe wyznaczające trasę przemieszczającego się niżu. Tory układów barycznych nazwane są od numeru sztormu, z którym są związane. W zależności od sytuacji barycznej, położenie początku każdej ze ścieżek wyznacza pierwsza godzina sztormu lub pierwsza godzina, w której możliwa jest identyfikacja układu niżowego związanego z rozwojem danego sztormu. Kolory ścieżek na ilustracji poniżej związane są z rozkładem przestrzennym falowania w Zatoce Gdańskiej, co zostanie dokładnie opisane w kolejnych akapitach. Poniżej, na Rys. 4.51, przedstawiono ścieżkę dla niżu związanego ze sztormem S10, którą uzyskano zgodnie ze schematem opisanym powyżej, na podstawie pól ciśnień widocznych na Rys. 4.50.



Rys. 4.51. Trajektoria układu niżowego związanego ze sztormem S10.

Nie każdy z analizowanych sztormów jest związany z pojedynczym układem cyklonalnym przemieszczającym się w okolicy Bałtyku. W przypadkach gdy więcej niż jeden niż baryczny jest widoczny w czasie rozwoju warunków sztormowych, trajektoria na Rys. 4.52 przedstawia tor ruchu centrum ośrodka niżowego bezpośrednio związanego z wystąpieniem gradientu ciśnienia atmosferycznego nad południowo-wschodnią częścią Morza Bałtyckiego. Układ baryczny związany ze sztormem S1 przemieszczał się poza widocznym obszarem REMO i o ile widoczny jest jego wpływ na region w postaci gradientu ciśnienia, nie można zaznaczyć drogi centrum niżu. Na poniższej ilustracji zaznaczono jego trajektorię linią przerywaną.



Rys. 4.52. Ścieżki układów niżowych związanych z wybranymi zjawiskami sztormowymi w Zatoce Gdańskiej. Opisane punkty wyznaczają daty początkowe. Kolorem zaznaczono ścieżki związane ze sztormami w Zatoce Puckiej (fioletowy), w otwartej części Zatoki Gdańskiej (pomarańczowy) lub w obu obszarach (zielony). Linią przerywaną zaznaczono układ niżowy przemieszczający się poza granicą obszaru REMO. Półprzezroczyste szerokie krzywe w odpowiednich kolorach zaznaczają dominujące kierunki przemieszczania się niżów.

4.4.3.1 Opis trajektorii układów barycznych

Istnieją dwa główne korytarze, po których przemieszczają się układy niżowe wywołujące ekstremalne falowanie w Zatoce Gdańskiej.

Pierwszy z nich prowadzi wzdłuż osi zachód-wschód. W czasie 8 sztormów (S2, S9, S10, S11, S17, S31, S33 oraz S34) jest to główny kierunek ruchu układów niżowych. Częściowo również ośrodki baryczne sztormów S12, S22 oraz S27 przemieszczają się w płaszczyźnie równoleżnikowej, w poprzek Bałtyku. Sztormy S16 oraz S26 są wynikiem interakcji szeregu układów niżowych, które w rejonie Morza Bałtyckiego przemieszczają się z zachodu na wschód. Analizując szczegółowo położenie ośrodków barycznych w czasie ww. 13 sztormów, można wskazać dwa równoległe ułożone obszary, nad którymi głównie przemieszczają się niże: jeden jest związany ze ścieżkami indywidualnych układów barycznych prowadzących wzdłuż równoleżnika 60°N, drugi: przez południową część Morza Bałtyckiego.

Ośrodek niżowy przekraczający Bałtyk na wysokości 60°N pojawia się w obszarze REMO zwykle na wysokości południowego Morza Norweskiego. Następnie przemieszcza się przez Półwysep Skandynawski, Zatokę Botnicką aż w końcu opuszcza region Morza Bałtyckiego w sąsiedztwie Zatoki Fińskiej. Takim torem przemieszczają się układy niżowe towarzyszące sztormom S2, S9, S10, S11, S17, S27, S33 oraz S34. Najwyższe wysokości fali znacznej obserwowane są wtedy, gdy centrum układu niżowego znajduje się bezpośrednio nad Morzem Botnickim lub na wschód od niego, na wysokości Zatoki Fińskiej. Układ niżowy związany ze sztormem S12 przemieszcza się po trajektorii przypominającej kształtem literę „U”: z północnego Atlantyku nad Morze Botnickie a potem na NE. Trajektorija niżu związanego z S22 prowadzi go przez Bałtyk z zachodu nad centralny Bałtyk a następnie na północny wschód.

Z kolei w czasie sztormów S16, S26 oraz S31 niż baryczny związany z wysokim falowaniem w Zatoce Gdańskiej przemieszcza się w południowej części obszaru: od Wysp Brytyjskich, przez Morze Północne, Danię i południowo-wschodni Bałtyk. W czasie piku sztormu niż baryczny znajduje się po wschodniej stronie Bałtyku, na południe od Zatoki Ryskiej i na granicy obszarów lądowych i morskich. Niż związany ze sztormem S16 jest częścią większego układu barycznego obejmującego północny Atlantyk. Po odłączeniu się od tego układu, niż przechodzi nad południowym Bałtykiem aż do jego wschodnich brzegów w osi W-E. Następnie jego centrum zaczyna przemieszczać się na północ, wzdłuż wschodniego wybrzeża Bałtyku aż ponad Morze Botnickie, gdzie ponownie łączy się z większym układem barycznym. Z kolei w czasie sztormu S26 widoczne są dwa układy niżowe: jeden utrzymuje się w północnej części obszaru, a drugi, którego tor zaznaczony jest na Rys. 4.52, przechodzi nad Bałtykiem wzdłuż trajektorii W-E. Gradient ciśnienia atmosferycznego rośnie w czasie przemieszczania się układów barycznych.

Niżom przemieszczającym się z zachodu na wschód towarzyszą rozbudowane ośrodki wysokiego ciśnienia, które w momencie najwyższego falowania zlokalizowane są wzdłuż południowej granicy obszaru REMO. W niektórych przypadkach wyż rozbudowuje się na północ w południowo zachodnim narożniku obszaru.

Drugi główny korytarz zaczyna się na północnym zachodzie, często nad obszarem Morza Norweskiego i prowadzi niż na południowy wschód przez północną i centralną część Półwyspu Skandynawskiego, Bałtyk aż do krajów bałtyckich. Ten kierunek opisuje w całości trajektorię układów niżowych w czasie siedmiu sztormów: S3, S4, S5, S8, S21, S23 oraz S28. Dla sześciu przypadków (S6, S7, S13, S18, S19 oraz S24) przejście ośrodków niżowych jedynie nad obszarem morskim Bałtyku odbyło się wzdłuż osi NW-SE, natomiast nad lądem ruch układu niżowego przebiegał w innym kierunku. Najsilniejsze falowanie wystąpiło w Zatoce Gdańskiej wtedy, gdy niż

znajdował się nad krajami bałtyckimi i Białorusią lub wręcz poza wschodnią granicą obszaru. W czasie przejścia ośrodków niżowych przez obszar REMO jego zachodnia część znajduje się pod wpływem układów wysokiego ciśnienia. Wyże mogą być skoncentrowane nad Półwyspem Skandynawskim, jak ma to miejsce w czasie S4 czy S7, ale mogą również obejmować większość zachodniej granicy obszaru, Atlantyk i obszary lądowe (np. S21). W niektórych przypadkach wyż stacjonuje w SW rogu obszaru, jednak w czasie pików sztormu może sięgać aż do wysokości środkowej Skandynawii.

Trzy z układów niżowych przemieszczały z północy na południe po wschodniej stronie Bałtyku. Są to S1, S20 oraz S32. Za wyjątkiem S20, w czasie trwania sztormu centra głównych układów niżowych nie pojawiły się w obszarze REMO – ich wpływ na obszar południowego Bałtyku jest widoczny jedynie poprzez obecność gradientu ciśnienia. W czasie sztormu S32 układ niżowy uformował się z zatoki niskiego ciśnienia będącej częścią większego układu barycznego, i to jego trajektoria przedstawiona jest na rysunku Rys. 4.52. Układom niżowym towarzyszą rozbudowane wyże, których centrum również znajduje się poza granicą obszaru. Piki sztormu zarejestrowano przy podobnym rozkładzie przestrzennym ciśnień jak towarzyszy sztormom związanym z układami niżowymi przechodzącymi przez Bałtyk wzdłuż osi NW-SE. Zachodnia część obszaru REMO znajduje się pod wpływem rozległego wyżu, wschodnia natomiast objęta jest rozległym ośrodkiem cyklonalnym.

Główny układ niżowy widoczny w czasie S25 nasunął się nad północny Bałtyk z zachodu i, po przekroczeniu Zatoki Botnickiej, przemieścił się na wschód i rozbudowywał na południe. Ostatecznie piki sztormu wystąpił gdy, podobnie jak dla niżów przemieszczających się wzdłuż osi N-S, gradient ciśnienia był prostopadły do głównej osi Bałtyku i skierowany na zachód.

Sztorm S29, któremu towarzyszyło najsilniejsze falowanie w Zatoce Gdańskiej w badanym okresie, był efektem interakcji kilku ośrodków niżowych, które pogłębiały się i wypełniały w trakcie trwania sztormu. Tor centrum niżowego wywołującego największy gradient ciśnienia atmosferycznego przypomina literę „U”: niż przemieszcza się z centrum Bałtyku na SE a następnie NE. Podobną trajektorię, chociaż znacząco przesuniętą na wschód, ma układ niżowy widoczny w czasie sztormu S30. Wyż, który towarzyszy tym układom barycznym znajduje się po zachodniej stronie Bałtyku. W czasie S29 wyż zajmuje całą zachodnią granicę obszaru REMO, z centrum położonym daleko poza badanym obszarem. Z kolei w czasie S30, wyż jest widoczny w całości – jego wydłużony kształt zajmuje region od półwyspu skandynawskiego po północne Niemcy.

Dwa układy niżowe charakteryzują się unikatowymi ścieżkami. Układ niżowy związany z najsłabszym z wybranych tu sztormów, tj. S14, przemieszczał się z południa na północ nad Atlantykiem, po zachodniej stronie Półwyspu Skandynawskiego i w ogóle nie pojawił się nad wodami Bałtyku. Mimo znaczącej odległości centrum niżu od południowego Bałtyku, modelowana wysokość fali znacznej w otwartej części Zatoki Gdańskiej była trzykrotnie wyższa od średniej (Tabela 4.17). Z kolei niż sztormu S15, również nieprzechodzący nad samym morzem, przemieszczał się na południe od Bałtyku wzdłuż osi W-E, skręcając następnie na północny wschód. Jego pozycja względem południowego Bałtyku pozwoliła na wystąpienie wiatrów północno-wschodnich, rzadko przyjmujących ekstremalne prędkości w tym regionie (Rys. 4.24). W czasie tego sztormu wystąpiło najwyższe falowanie w punkcie W4, dla którego największa rozciągłość działania wiatru jest z NE.

Analiza rozkładu przestrzennego falowania wiatrowego w czasie kolejnych sztormów (Rys. 4.40, Rys. 4.42) oraz trajektorii układów niżowych z nimi związanych wskazuje na istnienie zależności między nimi. Sztormy S2, S9, S10, S11, S12, S16, S17, S22, S26, S27, S31, S33 oraz S34,

w czasie których układy niżowe przemieszczają się z zachodu na wschód zostały wybrane jako zjawiska sztormowe na podstawie wysokości fali znacznej przede wszystkim w punkcie W2 (Tabela 4.15). Zatem ekstremalne falowanie w Zatoce Puckiej, któremu nie towarzyszy ekstremalne falowanie w pozostałej części Zatoki Gdańskiej zdecydowanie częściej występuje w sytuacjach, gdy układ niżowy przemieszczał się wzdłuż jednej ze ścieżek znajdującej się w obszarze zaznaczonym na fioletowo (Rys. 4.52). Z kolei głęboki niż przemieszczający się z północnego zachodu na południowy wschód (obszar pomarańczowy na Rys. 4.52), współwystępował z ekstremalnym falowaniem w otwartej części Zatoki Gdańskiej. Równocześnie sztormy S3, S4, S5, S6, S7, S8, S13, S18, S19, S21, S23, S24 oraz S28 nie należą do 15 najsilniejszych jakie były zarejestrowane w Zatoce Puckiej (Tabela 4.15). Sztormy S29 oraz S31 (ścieżki niżów zaznaczone na zielono na Rys. 4.52) wywołały ekstremalne falowanie na całym obszarze Zatoki Gdańskiej. Wątek ten zostanie podjęty również w kolejnym podrozdziale

4.4.4 Podsumowanie opisu warunków falowych i meteorologicznych w czasie sztormów w Zatoce Gdańskiej

W niniejszym rozdziale przedstawiono statystyki parametrów falowania wiatrowego oraz parametrów meteorologicznych związane z ekstremalnymi sztormami w Zatoce Gdańskiej. Wybrano w tym celu 15 ekstremalnych, pod względem wysokości fali znacznej, zjawisk, jakie obserwowano w okresie badawczym w reprezentatywnych punktach zatoki. Ostatecznie otrzymano 34 ekstremalne zjawiska sztormowe. Mimo różnic w sposobie definiowania ekstremalnych zjawisk falowych, 34 wybranych sztormów jest porównywalne z liczbą sztormów wybranych dla wybrzeży Estonii (niemal 30 dla lat 1966–2008) (Suursaar, Kullas i Szava-Kovats, 2009) i niewiele mniejsze od 45 sztormów jakie dla lat 1965–2005 zostały wyznaczone dla całego obszaru Morza Bałtyckiego (Björkqvist i in., 2018). Oba zespoły korzystały z różnych definicji zjawisk sztormowych.

Poniżej przedstawiono wybrane statystyki jakie uzyskano stosując podobną procedurę wyboru sztormów decydując się na różną liczbę wybranych zjawisk sztormowych (Tabela 4.19). Spodziewane są różnice w całkowitej liczbie sztormów. Największa różnica widoczna jest w liczbie sztormów obejmujących całą Zatokę Gdańską, tj. punkt w Zatoce Puckiej i przynajmniej jeden z punktów w otwartej części Zatoki Gdańskiej. Z kolei średnie wysokości fali znacznej w najbardziej różniących się od siebie punktach przyjmują podobne wartości dla kolejnych wartości progowych liczby ekstremalnych sztormów. Sugeruje to, że wyniki opisane w tym rozdziale faktycznie są reprezentatywnym przedstawieniem sytuacji sztormowej w Zatoce Gdańskiej.

Tabela 4.19. Porównanie wybranych statystyk zjawisk sztormowych przy różnej liczbie sztormów ekstremalnych.

Liczba sztormów uznanych za ekstremalne	Całkowita liczba sztormów	Średnia (odchylenie) H_s w punkcie W1 [m]	Średnia (odchylenie) H_s w punkcie W2 [m]	Liczba sztormów, które zajęły całą Zatokę Gdańską
7	17	3.67 (1.81)	0.72 (0.37)	2
15	34	3.53 (1.75)	0.69 (0.35)	2
23	51	3.21 (1.69)	0.62 (0.35)	6

Większość z 34 analizowanych sztormów wystąpiła w okresie jesienno-zimowym. W drugiej połowie okresu badawczego zarejestrowano więcej zjawisk ekstremalnych niż w pierwszej. Możliwe, że to jest przyczyna rosnących, statystycznie istotnych trendów wartości maksymalnej i 99 percentyla wysokości fali znacznej w badanym okresie (Rys. 4.14, Rys. 4.15). Innymi słowy, dodatni trend maksymalnych wartości wysokości fali znacznej jest najprawdopodobniej związany z wystąpieniem ekstremalnych zjawisk sztormowych. Dwa spośród analizowanych sztormów wystąpiły w kwietniu. To może być przyczyna bardzo wysokich, większych niż w marcu, maksymalnej wysokości H_s (Rys. 4.10). Średnie wartości H_s są średnio czterokrotnie większe dla sztormów niż dla całego badanego okresu (Tabela 4.1). Średni okres w punkcie w Zatoce Puckiej jest zbliżony do średniego okresu dla 44 lat, podczas gdy różnica między odpowiadającymi średnimi okresami dla pozostałych punktów jest rzędu 2–3 sekund. Oznacza to, że fale w Zatoce Puckiej charakteryzują się podobną średnią długością w czasie sztormów i w okresie spokoju. Ponieważ wysokość falowania drastycznie zmienia się w czasie sztormów ekstremalnych (o około pół metra), sugeruje to, że w tym miejscu znacząco wzrosła stromość fali. O ile najwyższe wysokości fali znacznej są na granicy Zatoki Gdańskiej z Bałtykiem południowym, najdłużej ekstremalne wysokości fali utrzymują się w północno-wschodniej i środkowej części zatoki. Czas trwania sztormów, biorąc pod uwagę również ich okres rozwoju, klasyfikuje analizowane tu zjawiska do grupy sztormów silnych (Jednorąg, 1987). Łomniewski wskazuje, że średnio (dla lat 1953–1960) sztormy trwały jeden dzień. Sztormy które trwały 5 dni stanowiły jedynie 2% wszystkich przypadków sztormowych w Rozewiu i 1% w Mielnie (Łomniewski, 1962). W tym kontekście, długi czas trwania przedstawionych w niniejszej pracy zjawisk podkreśla ich ekstremalny i wyjątkowy charakter.

Analiza wizualna pól rozkładu ciśnienia atmosferycznego w czasie sztormów wskazuje na to, że widoczne układy niskiego ciśnienia osiągają minimalne wartości ciśnienia poniżej 1000 hPa, co umieszcza je w grupie głębokich cyklonów przechodzących przez rejon Bałtyku (Sepp, 2009).

Rozkład przestrzenny średnich prędkości wiatru nad Morzem Bałtyckim charakteryzuje się wyraźnym gradientem południkowym z największymi wartościami widocznymi w południowej części Bałtyku, zaraz przy wejściu do Zatoki Gdańskiej. Gradient ten nie jest widoczny w rozkładzie przestrzennym maksymalnych prędkości wiatru dla okresu 44 lat. Ponadto rejony maksymalnych prędkości wiatru dla sztormów w Zatoce Gdańskiej nie pokrywają się z maksimum z wielolecia, znajdującym się w północno-wschodniej części Atlantyku. Modelowane maksymalne prędkości wiatru nad Bałtykiem znajdują się w zakresie prędkości mierzonych na stacjach meteorologicznych na polskim wybrzeżu (Tabela 4.20). Z kolei na prędkości wiatru przekraczające 15 m/s w Zatoce Puckiej, szczególnie w miesiącach zimowych, zwraca również uwagę Herman (2022).

Tabela 4.20. Wartości maksymalne i 95 percentyl prędkości wiatru na wybranych stacjach na polskim wybrzeżu Morza Bałtyckiego w latach 1971–1990, za: Tarnowska, 2011. Pogrubioną czcionką zaznaczono miesiąc z największą wartością maksymalną na każdej ze stacji.

Miesiące	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Prędkość wiatru [m/s]												
Świnoujście												
95 percentyl	9	9	9	11	11	8	8	8	8	8	10	10
Maksimum	18	19	18	22	18	19	19	17	18	17	19	19
Ustka												
95 percentyl	9	8	8	7	7	7	8	7	8	8	9	9
Maksimum	18	15	15	19	12	13	15	16	18	18	22	18
Łeba												
95 percentyl	13	12	12	11	10	10	10	10	12	12	12	13
Maksimum	25	24	24	22	17	18	16	17	19	20	25	20

Kierunek wiatru w czasie sztormów występuje z dużo węższego zakresu kierunków niż wiatr w czasie całego okresu. Dominują wiatry północne i zachodnie. Stosunkowo niewielki udział mają dominujące w regionie wiatry południowo-zachodnie. Podobne obserwacje pochodzą z Zatoki Fińskiej, gdzie również kierunek najsilniejszych wiatrów nie jest kierunkiem, z którego wieje najczęściej (Leppäranta i Myrberg, 2008). Równocześnie żadne z ekstremalnych zjawisk sztormowych w Zatoce Puckiej nie jest związane w znaczącym stopniu z wiatrami południowymi i południowo-wschodnimi, które, chociaż występują z mniejszą częstością niż wiatry zachodnie, mogą osiągać podobne prędkości (Herman, 2022).

W czasie analizy zjawisk sztormowych zauważono szereg różnic między Zatoką Pucką a otwartą częścią Zatoki Gdańskiej, oprócz oczywistej zależności, tj. niższego falowania w Zatoce Puckiej o innym dominującym kierunku rozchodzenia się fali. Przede wszystkim ekstremalne wysokości fali znacznej w Zatoce Gdańskiej występują w czasie innych sztormów niż ekstrema dla Zatoki Puckiej. Dotyczy to nie tylko krótkotrwałych sztormów, ale również tych w czasie których wysokie falowanie utrzymuje się dłużej (jak np. S30). Widoczna jest znacząca zmienność przestrzenna średnich wysokości fali znacznej oraz średniego okresu. Ponadto analiza długości i wysokości fali w całym okresie badawczym w porównaniu do wybranych sztormów sugeruje, że w czasie sztormów stromość fali w Zatoce Puckiej znacznie wzrośnie – silniej niż dla pozostałej części Zatoki Gdańskiej. Różnice te najprawdopodobniej związane są z obserwowaną zmiennością siły i kierunku wiatru sztormowego, co można bezpośrednio powiązać ze ścieżkami jakimi przemieszczają się wywołujące gradient ciśnienia układy baryczne.

Badanie wpływu trajektorii układów niżowych na powierzchnię morza nad południowym Bałtykiem najczęściej jest prowadzone w kontekście wezbrań sztormowych i zmieniającego się poziomu morza. Związek między przemieszczaniem się układu niżowego z zachodu na wschód a występowaniem sztormów, wysokich stanów morza i wezbrań sztormowych wzdłuż polskiego wybrzeża został dostrzeżony już w latach 60. (Jankowska, 1960; Łomniewski, 1962; Wiśniewska, 1978). Tory centrów niżów barycznych prowadzące z zachodu na wschód wzdłuż różnych równoleżników zostały ponadto opisane w szeregu prac jako typowe dla tego regionu i wynikające z przewagi cyrkulacji strefowej. Warto tu przywołać chociażby ścieżkę II przedstawioną przez van Bebbera (1891, za: Lehmann i in., 2017) oraz ścieżki III i IV w pracy Schinze (Lewicki, 1965, za: Wolski, 2017). Majewski i inni wskazują ponadto na wpływ równoleżnika, wzdłuż którego przechodzi układ niżowy, na to, w którym rejonie polskiego wybrzeża wystąpi wezbranie

sztormowe (Majewski i in., 1983 za: Łabuz, 2021). Niże przemieszczające się wzdłuż tej trajektorii będą przynosiły nad Zatokę Gdańską wiatry zachodnie przechodzące w wiatry północno-zachodnie i północno-wschodnie gdy niż baryczny znajdzie się już poza obszarami morskimi. Jest to jednak pewne uogólnienie, a kierunki wiatru w czasie każdego ze sztormów determinować będzie szerokość geograficzna, wzdłuż której niż baryczny przemieszcza się na wschód (Majewski i in., 1983 za: Łabuz, 2021).

Przemieszczanie się układów niżowych z NW na SE natomiast nie pojawia się w szeroko dostępnych opracowaniach, których uwaga skupia się na częstotliwości występowania układów niżowych nad Bałtykiem. Na przykład Bielec-Bakowska, chociaż traktuje o układach cyklonalnych wpływających na pogodę w północnej Polsce, nie wyróżnia tej ścieżki jako znaczącej (Bielec-Bakowska, 2010). Widoczne jest pewne podobieństwo do ścieżki III przedstawionej przez van Bebbera (Lehmann i in., 2017). Ścieżka ta prowadzi jednak układy niżowe niżej, niemal przez Cieśniny Duńskie, o ile więc ogólny kierunek ruchu jest podobny (NW-SE), niże te nie przechodzą przez Bałtyk właściwy, co oznacza zupełnie inny kierunek wiatru nad Zatoką Gdańską. Nawet Łomniewski, w opracowaniu sztormów południowo-wschodniego Bałtyku wspomina jedynie o ścieżce W-E-NE oraz niżach, które przemieszczają się znad Morza Czarnego na północ, natomiast nie opisuje trajektorii NW-SE (Łomniewski, 1962). Ścieżka ta została natomiast wyróżniona jako jedna ze znaczących dla spiętrzeń sztormowych i wysokich stanów wód na południowo-wschodnim Bałtyku (Wiśniewska, 1978; Majewski i inni, 1983 za: Łabuz, 2021). Ponadto trajektoria prowadząca układ niżowy w rejon określony jako "europejska część ZSRR" umieszcza region południowego Bałtyku w obszarze intensywnych wiatrów dolądowych, związanych z przejściem frontu chłodnego (Wiśniewska, 1978). Warto wspomnieć, że obie ścieżki (z NW na SE i z W na E) wskazano jako wywołujące maksymalne stany wody w Zatoce Gdańskiej w latach 1951–1975 (Dziadziuszko i Wróblewski, 1990).

Mniej typowe dla wyróżnionych 34 sztormów trajektorie mogą być charakterystyczne dla innych zjawisk. Ścieżki centrów niżowych, które jedynie raz wywołały ekstremalne falowanie w Zatoce Gdańskiej (S14 oraz S15) pojawiają się w pracy Bielec-Bakowskiej jako jedne z typowych, po których przemieszczają się układy niżowe wpływające na pogodę w Polsce (Bielec-Bakowska, 2010). Rozbudowane niże przemieszczające się ścieżką zbliżoną do S15, mogą wywoływać wezbrania sztormowe i wysokie stany wody na południowym Bałtyku – Jankowska wyróżnia tę ścieżkę jako typ 5. Z kolei układy niżowe leżące poza granicą obszaru REMO, które wypełniają się w trakcie sztormu, a którym towarzyszy bardziej dynamicznie zmieniający położenie wyż (S1, S20, S32), są podobne do prezentowanej przez nią sytuacji typu 3 (mapa 7a i 7b w cytowanej pracy). Niże zmieniające kierunek w trakcie przemieszczania się nad Bałtykiem, podobnie jak to miało miejsce w czasie sztormów S29 i S30, zbliżone są do typu 2 (szczególnie typu 2b), gdzie niż z NW przemieszcza się na SE a nad obszarami morskimi zaczyna ruch na NE (Jankowska, 1960). Wiśniewska wyróżnia jako jeden z typowych tor 4, który przebiega niemal dokładnie jak trajektoria niżu związanego ze sztormem S16 (Wiśniewska, 1978). Łomniewski opisuje sztorm z 17.01.1955, dla którego tor niżu jest zbliżony do drogi układu związanego ze sztormem S22. Prowadzi ona centrum niżowe z zachodu na wschód nad południowy Bałtyk, a następnie na północny-zachód. Sytuacja baryczna tego sztormu została opisana jako typowa, podczas gdy w przedstawianych tu ścieżkach, jest to jedyny, oprócz S16, układ niżowy przechodzący przez Bałtyk zdecydowanie w stronę północnego-wschodu (Łomniewski, 1962).

Podsumowując, przedstawione powyżej trajektorie centrów niżowych wywołujących ekstremalne falowanie w Zatoce Gdańskiej w ogólnym zarysie pokrywają się z torami ruchu niżów,

których skutkiem są wezbrania sztormowe nad południowym Bałtykiem. Analiza torów niżów barycznych związanych ze sztormami w Zatoce Gdańskiej wykazała istnienie dwóch korytarzy przejścia układów niżowych, z którymi związany jest różny rozkład przestrzenny ekstremalnego falowania w zatoce.

Niż baryczny, poruszający się wzdłuż W-E, generuje wiatry zachodnie na południowym Bałtyku. Najwyższe falowanie w Zatoce Gdańskiej zwykle obserwowane jest, gdy układ niskiego ciśnienia znajduje się bezpośrednio na północ i NE od niej. Ten tor zwykle związany jest z ekstremalnym falowaniem w Zatoce Puckiej i sztormowymi lecz nie ekstremalnymi warunkami w otwartej części Zatoki Gdańskiej. Z kolei dla trajektorii układów niżowych prowadzących przez Bałtyk z północnego zachodu na południowy wschód, największy gradient ciśnienia atmosferycznego występuje, gdy centrum układu niskiego ciśnienia znajduje się na wschód od Zatoki Gdańskiej. W tych przypadkach obserwuje się wiatry północne. Zatoka Pucka, osłonięta przez Półwysep Helski charakteryzuje się ponadprzeciętną, lecz nie skrajną wysokością fal. Większa rozciągłość działania wiatru z kolei odpowiada za ekstremalnie wysokie fale w otwartej części Zatoki Gdańskiej.

4.5 Zmienność warunków cyrkulacyjnych w czasie wybranych sztormów

Pola ciśnienia atmosferycznego oraz prędkości wiatru w czasie wybranych 34 sztormów zostały poddane analizie EOF. Jej celem była przede wszystkim identyfikacja charakterystycznych wzorców czasowo-przestrzennych zmienności anomalii ciśnienia oraz prędkości wiatru w czasie ekstremalnych zjawisk falowych w Zatoce Gdańskiej. W poprzednim rozdziale na podstawie rozkładu przestrzennego parametrów falowania wiatrowego w Zatoce Gdańskiej i innych charakterystyk, wyróżniono dwie grupy zjawisk sztormowych. Analiza wektorów własnych pól ciśnienia i wiatru wraz ze stowarzyszonymi szeregami czasowymi pozwoli na rozszerzenie opisu ich charakterystyk.

Analiza wektorów własnych pola prędkości wiatru dla całego okresu badawczego pokazuje, że uwzględnienie obszaru Cieśnin Duńskich wpływa na zmniejszenie procentu wyjaśnianej wariancji (podrozdział 4.3.2). Ponadto pole średnich prędkości wiatru w czasie sztormów (Rys. 4.47) wskazuje, że największe prędkości wiatru związane ze zjawiskami sztormowymi występują w bezpośrednim sąsiedztwie Zatoki Gdańskiej. W związku z tym, analiza EOF pól wiatru dla rejonu Morza Bałtyckiego została przeprowadzona z pominięciem Cieśnin Duńskich.

Niewielki procent wariancji zjawisk synoptycznych jaki jest wyjaśniany przez czwarte mody EOF zarówno dla pola ciśnienia jak i pola wiatru oznacza, że zgodnie z testem osypiska, nie powinny być one uwzględniane jako reprezentacje zjawisk fizycznych (Tabela 4.21). Ze względu na interesujący rozkład przestrzenny EOF 4 pola ciśnienia, postanowiono przedstawić ten wzorec razem z pozostałymi. EOF 4 dla pola wiatru nie będzie prezentowany a wartość wyjaśnianej wariancji została podana w poniższej tabeli jedynie dla zachowania spójności zapisu i możliwości porównania z wariancją wyjaśnianą przez kolejne wzorce dla całego okresu badawczego. Tabela 4.21 odpowiada tabelom 4.6 i 4.10.

Tabela 4.21. Udział wariancji ciśnienia atmosferycznego i prędkości wiatru w czasie sztormów na Zatoce Gdańskiej, wyjaśnianej przez kolejne cztery wzorce własne (osobno i kumulatywnie).

	Wzorec EOF				
	1	2	3	4	1+2+3+4
Procent całkowitej wariancji ciśnienia atmosferycznego	62.36	17.25	7.97	3.78	91.36
Procent całkowitej wariancji pól wiatru (obszar REMO)	32.44	23.86	8.82	5.53	70.65
Procent całkowitej wariancji pól wiatru (Bałtyk)	72.02	15.86	4.35	2.50	94.73

4.5.1 Wzorce anomalii pola ciśnienia atmosferycznego w czasie sztormów

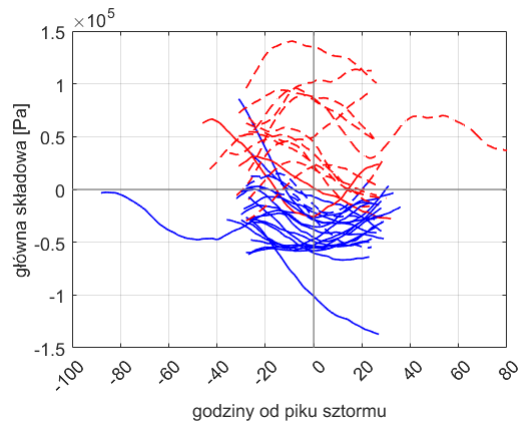
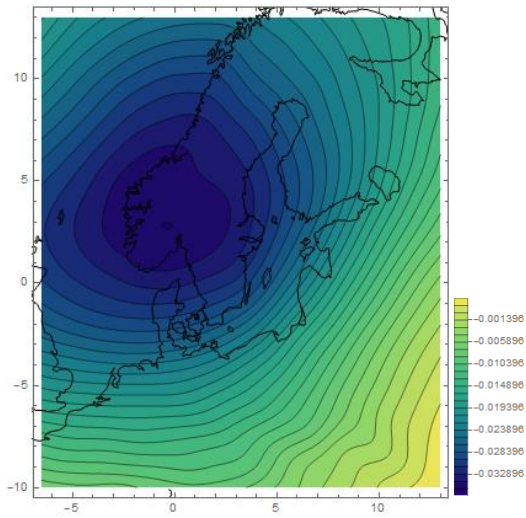
Rozkład przestrzenny kolejnych modów oraz ewolucję wzorców anomalii ciśnienia dla każdego ze sztormów przedstawiono poniżej (Rys. 4.53). W celu łatwiejszej interpretacji wyników, rozdzielono wizualnie główne składowe. Krzywe reprezentujące główne składowe każdego ze sztormów mają kolor czerwony lub niebieski w zależności od tego, który ze znaków głównej składowej (dodatni czy ujemny) utrzymywał się przez ponad 50% godzin w czasie danego sztormu. Przerywaną linią zaznaczono główne składowe dla sztormów uznanych za ekstremalne na podstawie wysokości fali znacznej w punkcie położonym w Zatoce Puckiej. W celu analizy różnic i

podobieństw w przebiegu ewolucji kolejnych wzorców dla sztormów w Zatoce Puckiej i w pozostałej części Zatoki Gdańskiej, dla wybranych modów przedstawiono tę zmienność na osobnych wykresach. Główne składowe sztormów S29 i S31, ekstremalnych dla całej Zatoki Gdańskiej, przedstawione są w takich wypadkach na obu wykresach.

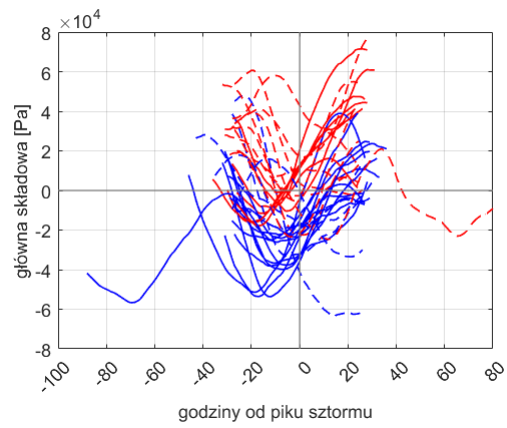
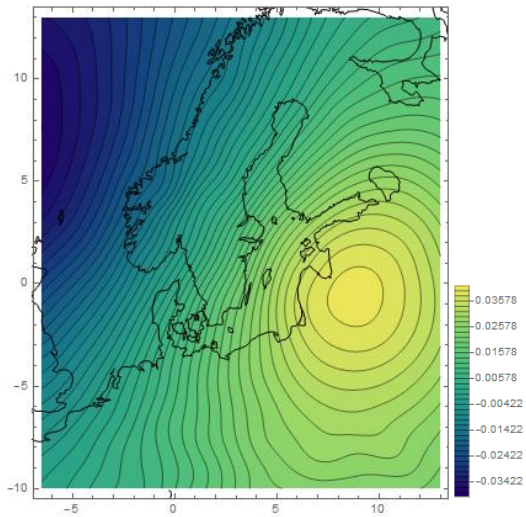
4.5.1.1 *Opis wektorów własnych*

Pierwsze cztery mody EOF łącznie wyjaśniają 91.36% całkowitej wariancji anomalii pola ciśnienia atmosferycznego dla sztormów Zatoki Gdańskiej (Tabela 4.21). Pierwszy wektor własny wyjaśnia 62.36% wariancji i charakteryzuje się pojedynczym układem anomalii ciśnienia, z centrum nad południowo-zachodnią Skandynawią (Rys. 4.53, a). W porównaniu do wyników analizy EOF dla całego okresu (Rys. 4.25), gdzie EOF 1 ma podobną charakterystykę przestrzenną, tu centrum anomalii jest przesunięte na zachód. Położenie tego centrum pokrywa się z obszarem największej zmienności ciśnienia atmosferycznego (Rys. 4.46). Jednakowy znak wektora własnego na całym obszarze sugeruje, że reprezentuje on czynnik, którego skala przestrzenna działania jest większa niż skala obszaru. Dodatni znak PC 1 oznacza ujemną anomalię ciśnienia. Dla większości sztormów wektor własny EOF 1 przyjmuje tylko jeden ze znaków w czasie przebiegu sztormu (Rys. 4.53, a, prawa kolumna). Siła anomalii jest przeciętnie większa dla sztormów z dodatnimi wartościami głównej składowej (a zatem ujemną anomalią ciśnienia). Kształty szeregów czasowych mają podobny przebieg w obrębie grup sztormów z przeważającym dodatnim lub ujemnym znakiem PC 1. Sztormy dodatnich wartości PC charakteryzują się wzrostem i spadkiem siły anomalii w czasie sztormu, podczas gdy wartości PC dla sztormów wartości ujemnych w większości pozostają na tym samym poziomie w czasie trwania zjawiska. Pierwsza składowa główna dla sztormów Zatoki Puckiej przyjmuje głównie wartości dodatnie. Dla pozostałych sztormów można z kolei spodziewać się dodatniej anomalii ciśnienia pierwszego wektora własnego nad południowo-zachodnią Skandynawią.

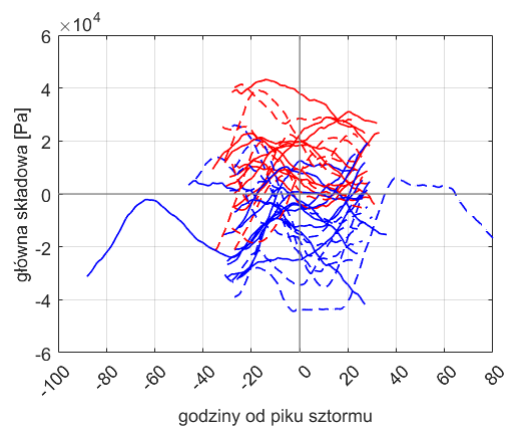
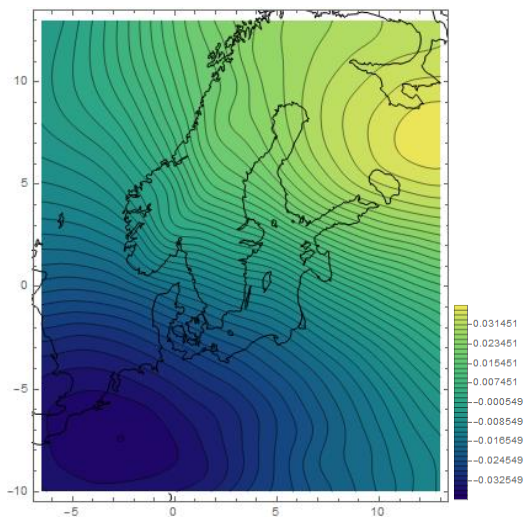
Drugi mod, wyjaśniający 17.25% wariancji, ma rozkład przestrzenny przypominający strukturą dipol (Rys. 4.53, b). Jedno z centrów anomalii jest zlokalizowane nad terytorium Łotwy i Białorusi. Drugie centrum, o przeciwnym znaku, znajduje się poza widocznym obszarem, na północ od Wysp Brytyjskich. Dla większości sztormów ewolucja głównej składowej przebiega podobnie: od spadku wartości PC, osiągnięcia minimum i następującego wzrostu (Rys. 4.53, b). Możliwa jest nawet dwukrotna zmiana znaku, a zatem dwukrotne odwrócenie kierunku gradientu ciśnienia. Przedstawione wartości głównych składowych są o rząd wielkości mniejsze niż dla PC 1.



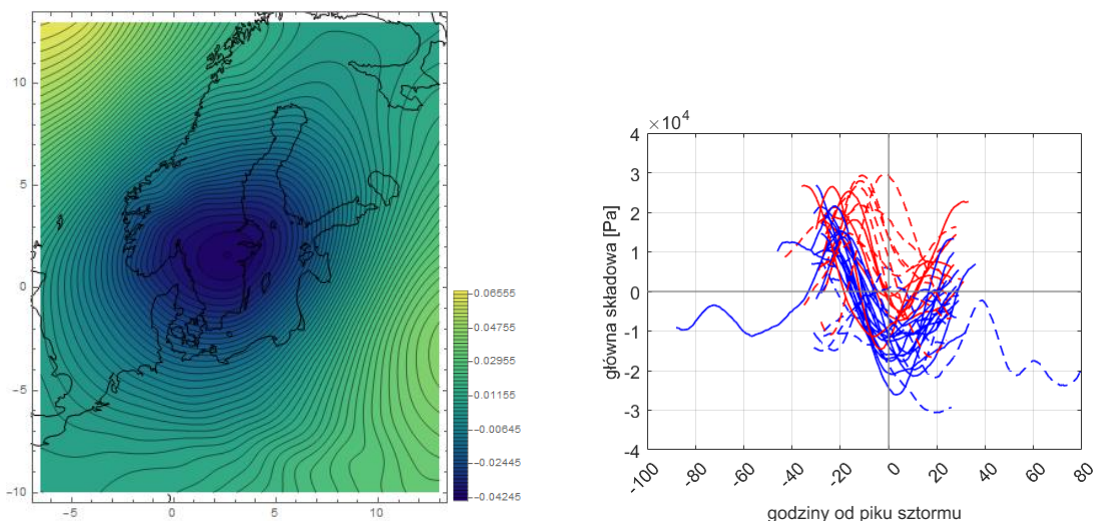
(a)



(b)



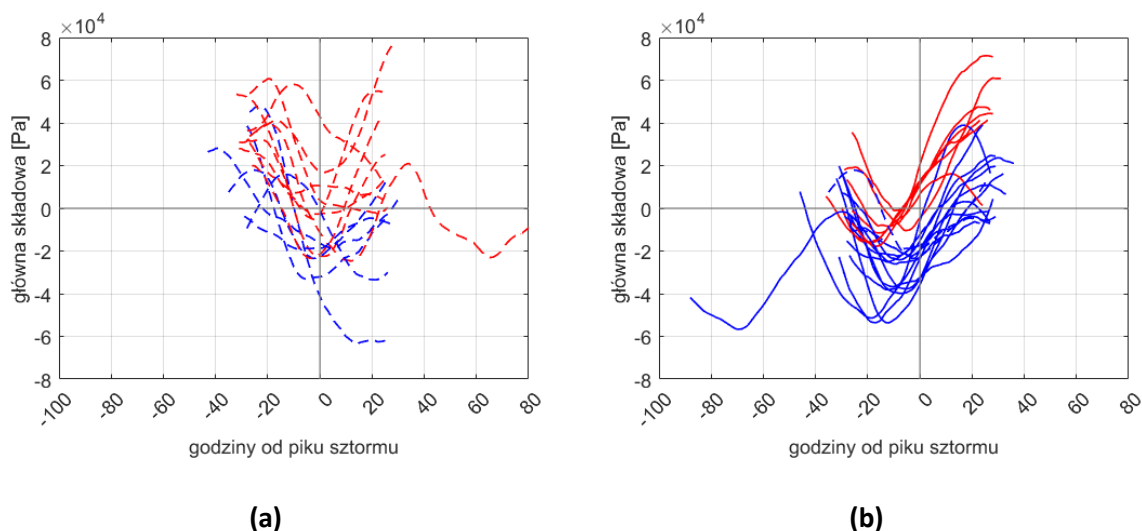
(c)



(d)

Rys. 4.53. Pierwsze cztery wzorce ciśnienia atmosferycznego (a-d, lewa kolumna) występującego w czasie wybranych sztormów w Zatoce Gdańskiej oraz stowarzyszone główne składowe (prawa kolumna), których przebieg przedstawiono w stosunku do godziny piku sztormu. Dla każdego modu jest osobna skala barwna wzorca przestrzennego i zakres zmienności głównej składowej na osi OY. Kolorem zaznaczono przewagę dodatnich (czerwony) lub ujemnych (niebieski) wartości PC. Ciąglą linią zaznaczono ewolucję wzorca dla sztormów wybranych w punktach otwartej Zatoki Gdańskiej, przerywaną: w Zatoce Puckiej.

Na zbiorczej ilustracji dla wszystkich sztormów nie są widoczne szczegóły ewolucji PC 2 dla kolejnych sztormów (Rys. 4.53, b). Dla większości ekstremalnych sztormów Zatoki Puckiej, wzorec ten przyjmuje wartości dodatnie przed pikiem sztormu (Rys. 4.54, a), co oznacza pozytywną anomalię na wschód od południowego Bałtyku. Z czasem siła tej anomalii słabnie, wraz ze spadkiem wartości głównej składowej. Nie każda z głównych składowych ma jednak dokładnie taki sam przebieg. Szczególnie w godzinach po wystąpieniu piku sztormu widoczna jest zmienność w ewolucji PC 2 między kolejnymi sztormami. Z kolei ewolucja głównej składowej dla kolejnych sztormów w pozostałej części Zatoki Gdańskiej ma bardzo podobny przebieg, chociaż różne momenty przekraczania osi pionowej wskazują na różną intensywność wzorca w kolejnych godzinach (Rys. 4.54, b). Minimum PC 2 osiągnięte jest zwykle kilka, kilkanaście godzin przed pikiem sztormu. Bezwzględne wartości głównej składowej rosną a wielu wypadkach po kolejnych kilku godzinach znak PC zmienia się na dodatni.

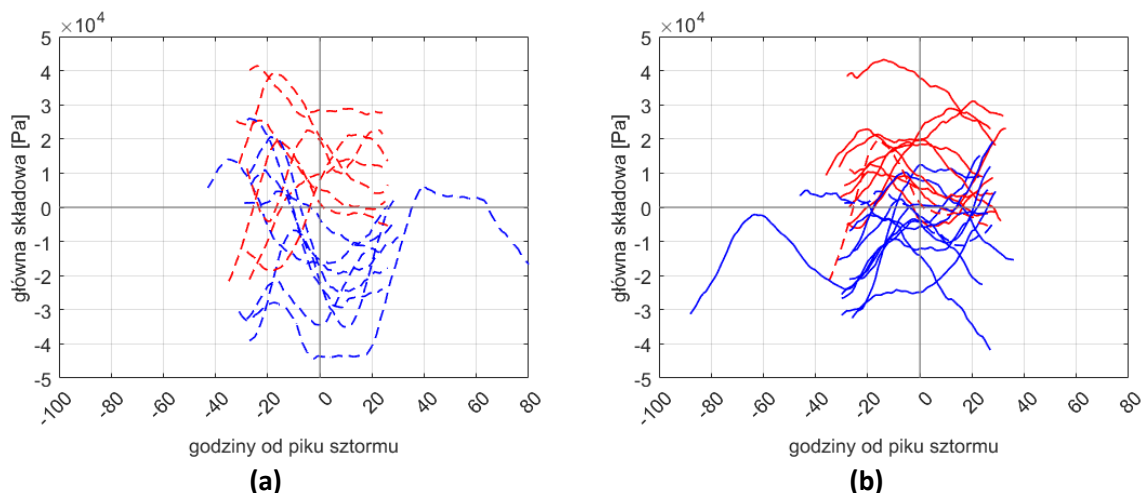


(a)

(b)

Rys. 4.54. Ewolucja w czasie PC 2 dla sztormów ekstremalnych wybranych dla Zatoki Puckiej (a) i dla pozostałych punktów Zatoki Gdańskiej (b). Opis jak na Rys. 4.53.

Trzeci wzorzec (EOF 3, 7.97%) charakteryzuje się gradientem anomalii ciśnienia ułożonym w poprzek osi NE-SW i strukturą dipola (Rys. 4.53, c). Oba centra anomalii, o przeciwnych znakach, są widoczne w obszarze REMO. Dodatnie wartości odpowiadające głównej składowej pogłębiają odpowiednio oba centra bez zmiany znaku. Zmienność głównej składowej w obrębie danego sztormu jest mniejsza dla PC 3 niż PC 2. Natomiast podobnie jak dla PC 2, nie ma wyraźnej różnicy między ewolucją głównej składowej o przeważająco dodatnim i ujemnym znaku. Nawet rozdzielenie przebiegu głównych składowych nie pozwala na stwierdzenie istnienia odrębnych charakterystyk przebiegu PC 3 dla sztormów Zatoki Puckiej i dla pozostałej części Zatoki Gdańskiej (Rys. 4.55).



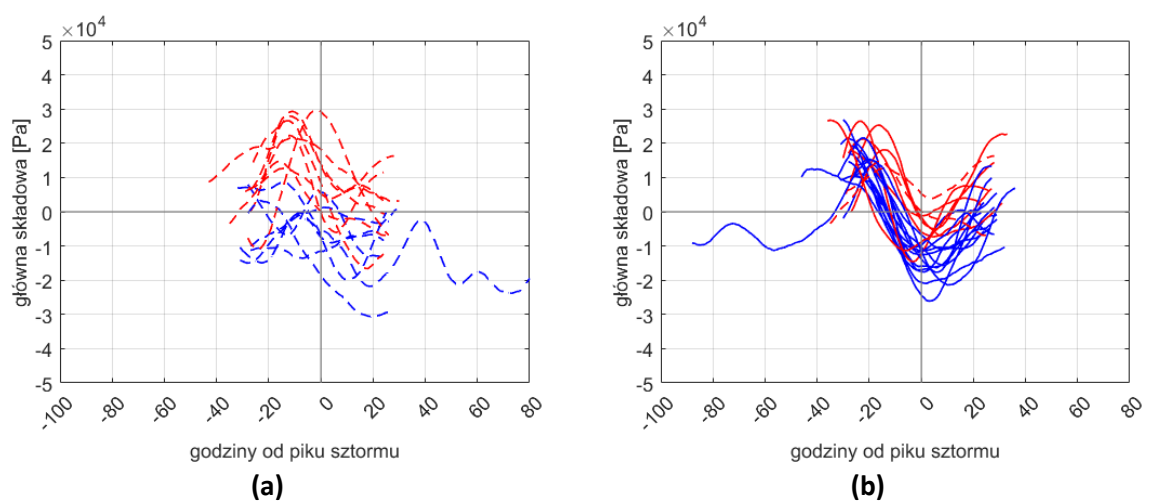
(a)

(b)

Rys. 4.55. Ewolucja w czasie PC 3 dla sztormów ekstremalnych wybranych dla Zatoki Puckiej (a) i dla pozostałych punktów Zatoki Gdańskiej (b). Opis jak na Rys. 4.53.

Czwarty mod, EOF 4, wyjaśnia jedynie 3.78% całkowitej wariancji. Analiza ścieżek sztormów wskazuje, że gdy nad Bałtykiem przechodzi niż baryczny, rozkład przestrzenny pola ciśnienia atmosferycznego przypomina chwilami czwarty wektor własny (Rys. 4.53, d), co było impulsem do przeprowadzenia analizy również tego wzorca. EOF 4 charakteryzuje się jednym centrum anomalii ciśnienia położonym w południowo-wschodniej części Półwyspu Skandynawskiego, które

otoczone jest silnym gradientem ciśnienia. O ile widać w tym wzorcu pewne podobieństwo do EOF 1, to centrum anomalii EOF 4 jest wyraźnie mniejsze i bardziej skoncentrowane. Ponadto, wraz z oddalaniem się od centrum anomalii, znak wektora własnego się zmienia. Dodatnie wartości stowarzyszonego szeregu czasowego będą związane z ujemną anomalią ciśnienia. Ewolucja PC 4 jest podobna dla większości sztormów (Rys. 4.53, d). Wzorec przyjmuje największe dodatnie wartości średnio około 20 godzin przed pikiem sztormu. Oznacza to pogłębienie się ujemnej anomalii nad obszarem Szwecji. Bezwzględne wartości PC 4 maleją w czasie. Przeciętnie najniższe wartości głównej składowej w czasie sztormów Zatoki Gdańskiej występują w czasie piku sztormu (Rys. 4.56, b). Mimo podobieństwa wzorców przestrzennych, główna składowa PC 4 ma wyraźnie inny przebieg niż PC 1. Główna różnica to fakt, że dla większości sztormów PC 4 zmienia znak, czasem nawet dwukrotnie, w ciągu trwania zjawiska sztormowego – czego nie zaobserwowano dla PC 1 (Rys. 4.53, a).

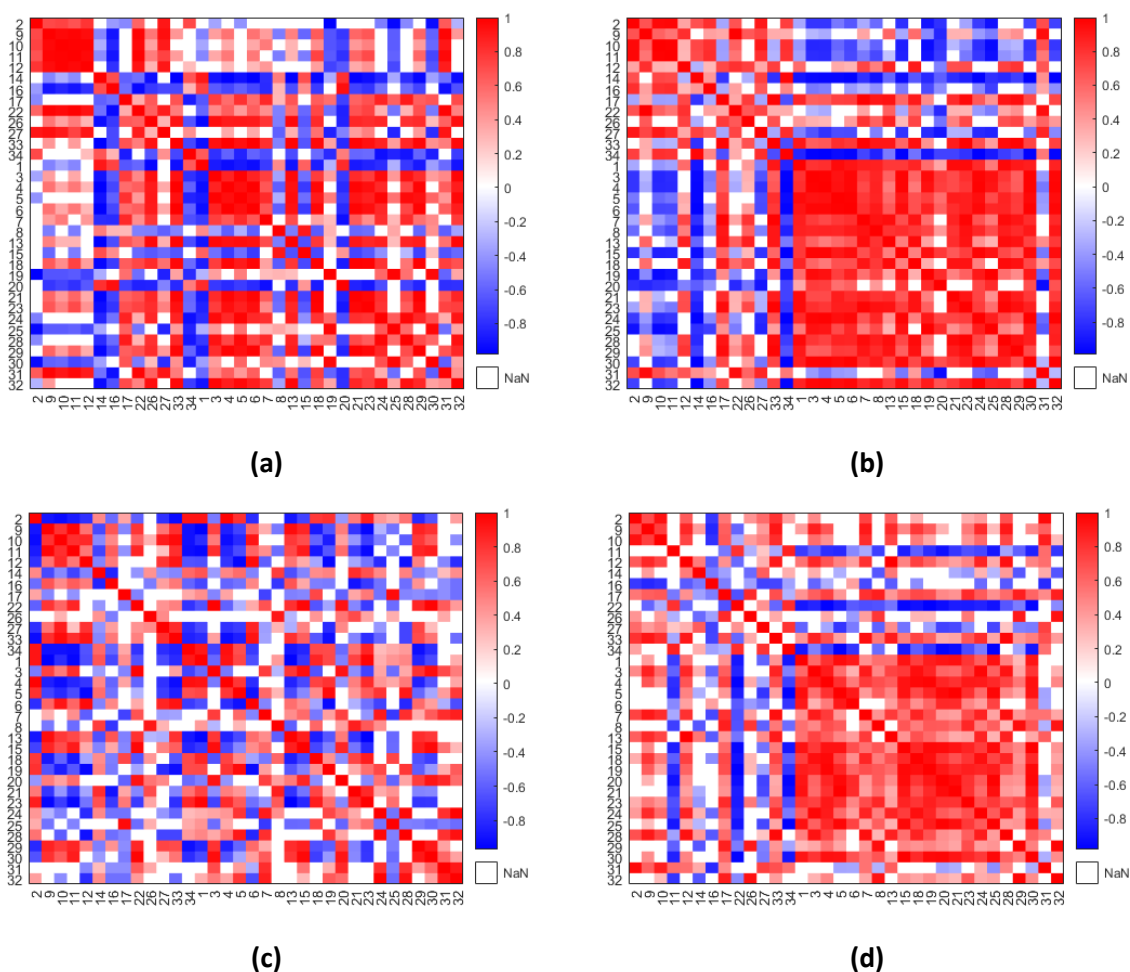


Rys. 4.56. Ewolucja w czasie PC 4 dla sztormów ekstremalnych wybranych dla Zatoki Puckiej (a) i dla pozostałych punktów Zatoki Gdańskiej (b). Opis jak na Rys. 4.53.

4.5.1.2 Interpretacja wyników

W celu interpretacji wyników założono, że przedstawione wzorce przestrzenne wraz ze stowarzyszonymi głównymi składowymi faktycznie oddają zmienność anomalii średniego pola ciśnienia atmosferycznego nad obszarem REMO w czasie sztormów w Zatoce Gdańskiej. Wyniki rozważane będą w kontekście wzorców zmienności pola ciśnienia dla całego okresu, przedstawionych w podrozdziale 4.3.1, a także głównych kierunków przepływu powietrza jakie mogą być związane ze wzorcami w czasie zjawisk sztormowych. Ponadto wyznaczono wartości współczynnika korelacji Spearmana między przebiegiem głównych składowych dla kolejnych sztormów (Rys. 4.57). Tam, gdzie współczynnik korelacji był nieistotny statystycznie (dla istotności statystycznej na poziomie wartości $p < 0.05$), jego wartość wymaskowano i oznaczono jako NaN. Zatem na biało zaznaczone są te pary sztormów, dla których przebieg głównych składowych charakteryzuje się brakiem korelacji ($r=0$) lub korelacją nieistotną statystycznie. W macierzy korelacji zgrupowano wyniki dla sztormów punktu W2 i dla pozostałych punktów Zatoki Gdańskiej. Patrząc od góry (oraz od lewej), pierwsze trzynaście wierszy reprezentuje (ułożone chronologicznie) sztormy Zatoki Puckiej. Wiersze od 14 łącznie aż do końca osi przedstawiają korelację dla głównych składowych sztormów Zatoki Gdańskiej wyznaczonych poza Zatoką Pucką.

Wartości współczynników korelacji dla sztormów wspólnych (S29 oraz S31) umieszczone są tylko raz, w grupie sztormów Zatoki Gdańskiej. Kolejność przedstawianych wartości współczynników korelacji nie wpłynęła na sposób analizy.



Rys. 4.57. Macierze współczynników korelacji Spearmana dla głównych składowych PC1-4 (a-d). Na każdym z wykresów od góry (od lewej), w kolejności chronologicznej pierwsze 13 pozycji to sztormy Zatoki Puckiej, następnie sztormy pozostałej części Zatoki Gdańskiej. Jako NaN oznaczono współczynniki korelacji nieistotne statystycznie (istotność statystyczna dla $p < 0.05$).

Podobnie jak dla całego okresu badawczego, pierwszy wektor własny, wyjaśniający największy procent zmienności pola ciśnienia w czasie sztormów, przypomina kształtem mezoskalowy układ baryczny. Negatywna anomalia ciśnienia w rejonie południowej części Półwyspu Skandynawskiego oznacza cyrkulację cyklonalną i wiatry z kierunków W-SW-S nad południowym Bałtykiem. Ujemne wartości pierwszej głównej składowej oznaczają z kolei pozytywną anomalię ciśnienia i sptyw mas powietrza z kierunków północnych i północno-wschodnich. Utrzymujący się znak PC oznacza, że w czasie przebiegu większości sztormów utrzymuje się jeden kierunek anomalii ciśnienia w tym regionie i pewien dominujący kierunek sptywu powietrza. Dodatkowo wartości PC mają większą wartość bezwzględną od wartości ujemnych PC 1. W konsekwencji ujemna anomalia ciśnienia będzie bardziej pogłębiona niż dodatnia. Niemal we wszystkich przypadkach najwyższa pozytywna wartość PC 1 wystąpiła przed pikiem danego sztormu. Można wysnuć wniosek, że ekstremalne sztormy w Zatoce Puckiej najczęściej związane są z silną negatywną anomalią ciśnienia

obserwowaną nad południową Skandynawią, której maksimum przypadnie na kilka, kilkadziesiąt godzin przed najwyższym falowaniem obserwowanym w Zatoce. Z kolei sztormy ekstremalne w pozostałej części Zatoki Gdańskiej związane są zwykle z pozytywną anomalią ciśnienia nad Półwyspem Skandynawskim, której siła utrzymuje się na podobnym poziomie przez większość czasu sztormu. Analiza macierzy korelacji pokazuje, że dla pewnych grup sztormów ewolucja intensywności EOF 1 ma podobny przebieg. Takimi grupami są sztormy S2, S9-S12, S22, S27 i S31 oraz S3-S7, S13, S18, S21-S24, S29 i S32. Równocześnie sztormy S1, S14, S16 i S34 mają negatywne korelacje z większością sztormów, co sugeruje, że znacząco różnią się od pozostałych pod względem rozwoju pierwszego wzorca EOF 1. W kontekście rozważań o różnicach w ewolucji warunków meteorologicznych w czasie sztormów Zatoki Gdańskiej, zbliżony przebieg ma jednak drugorzędne znaczenie przy fakcie, że w ciągu przebiegu sztormu znak anomalii jest niemal stały a nad obszarem REMO dominuje dodatnia lub ujemna anomalia pola ciśnienia w zależności od tego, w którym regionie Zatoki Gdańskiej wystąpiło ekstremalne falowanie wiatrowe.

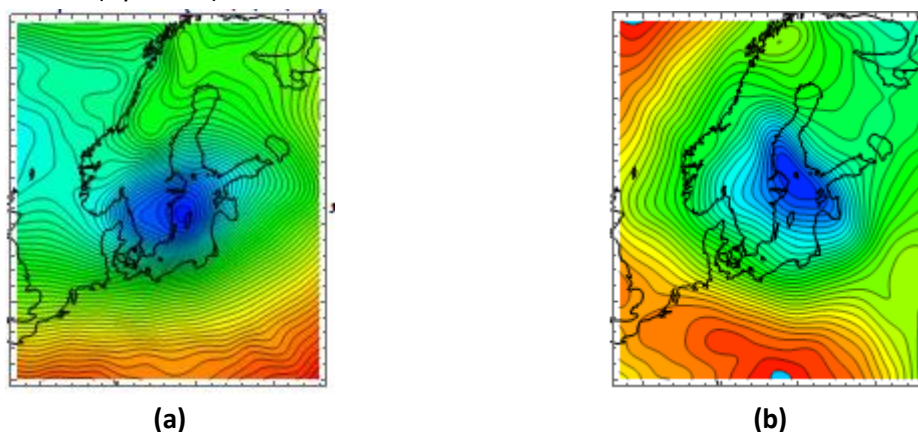
Dodatnie wartości drugiej głównej składowej oznaczają obecność pozytywnej anomalii ciśnienia w południowo-wschodnim rejonie obszaru REMO a zatem wiatry południowo-wschodnie i południowe na Zatokę Gdańską. Początek i koniec przebiegu sztormów otwartej części Zatoki Gdańskiej jest związany z wystąpieniem pozytywnej anomalii w regionie Litwy i Białorusi, o bardzo zróżnicowanej sile. Zwykle na 10–20 godzin przed pikiem sztormu, przy przeciwnym znaku PC 2, ujemna anomalia osiąga największą intensywność. Można się wtedy spodziewać cyrkulacji cyklonalnej i sptywu powietrza z kierunków północnych. Analiza ewolucji tych sztormów i związanych z nimi trajektorii układów niżowych wykazała, że w czasie piku sztormu region w przybliżeniu tożsamy z położeniem widocznego na EOF 2 centrum anomalii, może znajdować się pod wpływem ośrodka niżowego, generującego znaczny gradient ciśnienia. Analiza przebiegu głównej składowej dla indywidualnych sztormów pokaże czy i kiedy układ niżowy przechodził przez obszar centrum anomalii. Obserwowany spadek intensywności anomalii pola ciśnienia w godzinach bezpośrednio przed i po pikie sztormu najprawdopodobniej związany jest z przesunięciem układu niżowego dalej na południe i południowy wschód. Macierz korelacji drugiej głównej składowej podkreśla podobny przebieg intensywności anomalii ciśnienia w czasie sztormów otwartej części Zatoki Gdańskiej (Rys. 4.57, b).

Druga główna składowa dla sztormów Zatoki Puckiej charakteryzuje się zbyt dużą zmiennością między sztormami, aby jedynie na podstawie oceny wizualnej wskazać jednoznaczną interpretację ewolucji EOF 2 (Rys. 4.54, a). Przynajmniej częściowo jednak zmienność tego wzorca w czasie wykazuje pewne podobieństwo między sztormami, na co wskazują dodatnie wartości współczynnika korelacji chociaż jego siła jest dosyć zróżnicowana (Rys. 4.57, b). Dla większości sztormów, wzorec ten w początkowej fazie związany jest z przepływem powietrza z kierunków SE i S. Minimum PC 2 osiągnięte w czasie piku sztormu może być związane z zaznaczającym się udziałem wiatrów północnych. W przypadku gdy minimum przebiega blisko zera, oznacza to słabszą anomalię ciśnienia i mniejszy udział tego wzorca w całkowitym obrazie rozkładu ciśnienia atmosferycznego. Porównanie wartości współczynnika korelacji między PC 2 dla sztormów Zatoki Gdańskiej i Puckiej, który przyjmuje głównie wartości ujemne o różnej sile, wskazuje na przeciwny przebieg zmienności tego wzorca w czasie. Podkreśla to tym samym różnice w zmienności parametrów meteorologicznych wywołujących ekstremalne falowanie w tych dwóch rejonach Zatoki Gdańskiej.

Dodatnie wartości trzeciej głównej składowej oznaczają pozytywną anomalię ciśnienia w NE narożniku obszaru REMO a negatywną w SW narożniku, co przyniesie wiatry z kierunków południowo-wschodnich. Siła i znak anomalii zmienia się silnie między sztormami. Macierz korelacji (Rys. 4.57, c) wskazuje na pewne podobieństwa w przebiegu PC 3 między pojedynczymi sztormami (np. wysokie dodatnie korelacje między sztormami S9, S10 i S11 lub wysokie ujemne korelacje między S1 i S3 a sztormami S9 i S11). Jednak duża zmienność uniemożliwia wskazanie wspólnych charakterystyk w przebiegu EOF 3 dla większych grup analizowanych sztormów.

Dla dodatnich wartości głównej składowej PC 4, utrzymująca się ujemna anomalia pola ciśnienia sugeruje cyklonalny przepływ mas powietrza z południowego zachodu i zachodu. Taki kierunek przepływu dominuje w początkowej fazie większości sztormów. Najsilniejszy cyklonalny charakter przepływu powietrza występuje dla wybranych sztormów Zatoki Puckiej około 10 godzin przed pikiem sztormu (Rys. 4.56, b). Dla sztormów Zatoki Gdańskiej podobne maksimum występuje wcześniej, około 20 godzin przed pikiem. Stopniowo siła anomalii spada. Dla sztormów otwartej części zatoki minimum najczęściej występuje w czasie piku sztormu. W zależności od przebiegu sztormu, minimum głównej składowej może tu oznaczać ujemne wartości PC 4, związane z wiatrami z N-NE, lub wartości składowej bliskie zeru. Zmienność głównej składowej jest bardziej podobna dla sztormów Zatoki Gdańskiej niż dla sztormów Zatoki Puckiej. Wyraźnie wyższa niż dla poprzednich wzorców jest też liczba sztormów, dla których ewolucja PC 4 jest wyraźnie odmienna od jej ewolucji dla pozostałych sztormów (Rys. 4.57, d).

Poniżej przedstawiono ilustracje rozkładu ciśnienia atmosferycznego dla wybranych godzin dla dwóch sztormów (Rys. 4.58).



Rys. 4.58. Rozkład ciśnienia barycznego w czasie piku sztormu dla S22 (a) oraz pierwszej godziny sztormu S30 (b).

Obie ilustracje przedstawiają sytuację synoptyczną niezwykle podobną do rozkładu przestrzennego EOF 4. Skoncentrowany układ niżowy, położony w centralnej części obszaru otoczony jest silnym gradientem ciśnienia. Równocześnie, na granicach obszaru REMO zaznaczona jest obecność wyżu barycznego. Najprawdopodobniej zatem czwarty mod wyjaśnia tę część zmienności pola ciśnienia związaną z godzinami, w których sztormowe układy baryczne, przemieszczające się przez centralną część obszaru REMO, będą związane ze znaczącym gradientem ciśnienia. Nie można jednak zapominać o niewielkim procencie wariacji wyjaśnianej przez EOF 4. Wzorec ten może być artefaktem, który przypadkowo przypomina istniejące zjawisko fizyczne.

4.5.2 Wzorce anomalii pól prędkości wiatru w czasie sztormów

W niniejszym podrozdziale przedstawione zostaną wektory własne pól prędkości wiatru dla obszaru REMO oraz dla obszaru Morza Bałtyckiego (Rys. 4.59, Rys. 4.60, Rys. 4.61) wyznaczone na podstawie wybranych 34 sztormów. Zmienność pola wiatru zostanie opisana jedynie dla obszarów morskich i oceanicznych. Prezentowane wzorce, wyznaczone niezależnie dla obu obszarów, zostaną omówione razem ze stowarzyszonymi szeregami czasowymi składowej głównej. Ich ewolucja w czasie zostanie przedstawiona jako zmienność wartości modułu wektora oraz kąta obracającego pola wektorowe kolejnych modów. W celu łatwiejszej interpretacji zmiany kąta obrotu wzorców, jego wartości przedstawione są dla pełnego zakresu kątów zarówno dla wartości dodatnich jak i ujemnych (tj. od -2π do 2π). Zmienność kolejnych głównych składowych przedstawiono w odniesieniu do godziny piku sztormu. W typowych warunkach sztormowych, pik wysokości fali następuje z co najmniej kilkugodzinnym opóźnieniem w stosunku do piku prędkości wiatru. Na wykresach przebiegu głównych składowych w czasie korzystano z podobnej kolorystyki jak na mapie ścieżek układów barycznych związanych ze sztormami (Rys. 4.52). Kolorem fioletowym przedstawiona jest zmienność głównych składowych dla sztormów w Zatoce Puckiej, na pomarańczowo: zmienność PC dla sztormów w pozostałej części Zatoki Gdańskiej, natomiast kolorem zielonym zaznaczono przebieg dwóch sztormów (S29 i S31), które wywołały ekstremalne falowanie na obszarze całej Zatoki Gdańskiej.

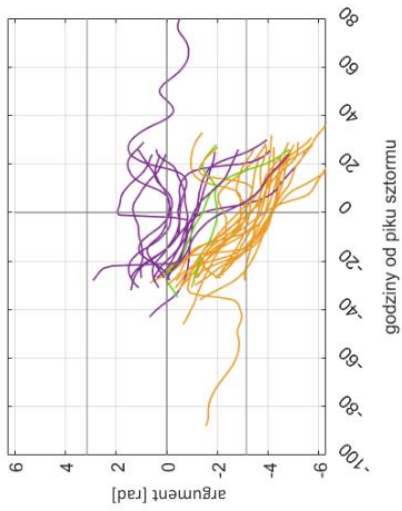
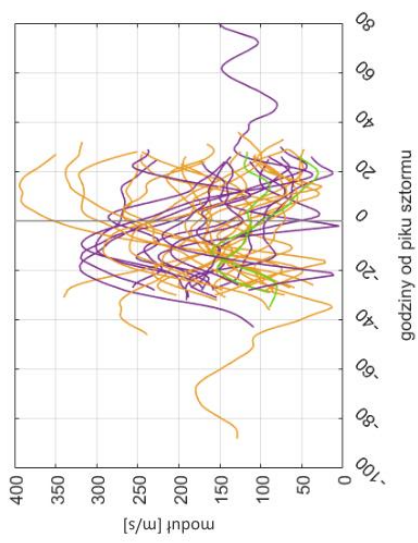
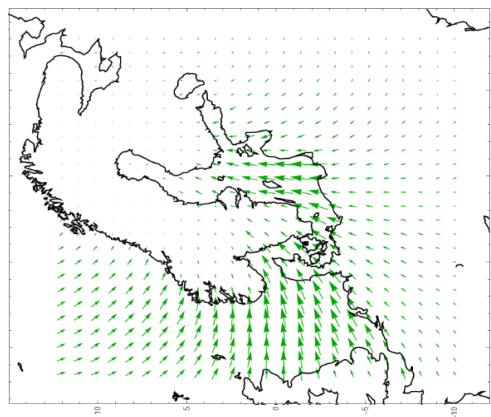
4.5.2.1 Opis wektorów własnych obszaru REMO

Dla obszaru REMO, cztery pierwsze wektory własne pola prędkości wiatru wyznaczone przy pomocy analizy funkcji ortogonalnych wyjaśniają 70.65% łącznej wariancji (Tabela 4.21). Jest to zbliżony procent zmienności jaki jest obserwowany dla pierwszych czterech wzorców dla całego okresu (68.21%, Tabela 4.10).

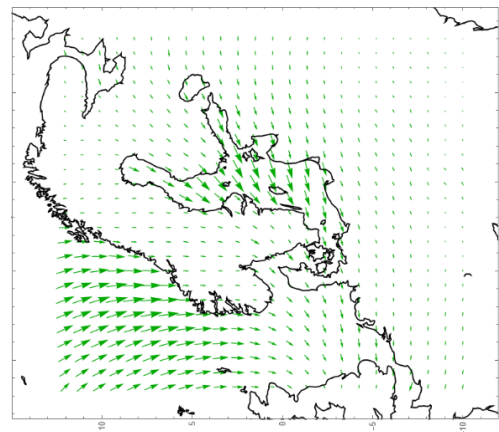
Pierwszy wzorec (EOF 1) wyjaśnia 32.44% całkowitej zmienności pola wiatru na obszarze REMO (Rys. 4.59, a). Nad całym obszarem anomalia kierunku przepływu powietrza jest skierowana niejako w jedno miejsce: nad północny Bałtyk. Przekłada się to na stopniowe zmiany kierunku nad sąsiadującymi obszarami. Intensywność przepływu słabnie z południa na północ, zarówno nad Atlantykiem jak i nad Bałtykiem. Nad Cieśninami Duńskimi i znaczącą częścią Bałtyku południowego i właściwego przebiega anomalia przepływu o jednorodnym kierunku. Siła anomalii jest słabsza w zatokach Ryskiej i Fińskiej. Zmiana intensywności anomalii w czasie charakteryzuje się dużą zmiennością dla kolejnych sztormów (Rys. 4.59, a, środkowa kolumna). Dla kilku z nich widoczny pik intensywności pierwszego wzorca występuje około 10 godzin przed pikiem sztormu. Nie można jednak wskazać żadnych wspólnych charakterystyk w ewolucji wartości modułu głównej składowej nad obszarem REMO w czasie kolejnych sztormów. Również rozdzielanie zmienności intensywności wzorca w czasie na sztormy Zatoki Gdańskiej i Puckiej nie pozwala wskazać wspólnych jej charakterystyk. Inaczej sprawa wygląda dla zmienności w czasie kąta obrotu EOF 1 (Rys. 4.59, a, prawa kolumna). Ewolucja kąta głównej składowej ma podobny przebieg dla większości sztormów. Główna składowa przyjmuje wartości ujemne, odchylając wzorec przestrzenny w kierunku zgodnym z ruchem wskazówek zegara, aż do obrotu wzorca o pełen kąt w końcowej fazie sztormu. Taki przebieg zmienności kierunku anomalii przepływu dominuje wśród sztormów otwartej Zatoki Gdańskiej i dla wybranych sztormów Zatoki Puckiej. Na Rys. 4.59 (a) widoczna jest również grupa sztormów Zatoki Puckiej, dla której kąt obrotu oscyluje w okolicach zera.

Dla EOF 2 (23.86% wyjaśnianej wariancji, Rys. 4.59, b), podobnie jak dla EOF 1, kierunek przepływu wektora anomalii skierowany jest w stronę jednego rejonu, w tym wypadku znajdującego się w południowo-zachodniej części obszaru REMO. Nad Morzem Norweskim siła anomalii jest wyraźnie większa niż nad Morzem Północnym. Kierunki anomalii przepływu powietrza nad morzami Norweskim i Północnym są w ogólnym zarysie bardziej spójne wewnątrz tych obszarów niż między nimi. Kierunek przepływu nad Bałtykiem jest skierowany w stronę Danii. Anomalia jest najsilniejsza w centralnej części Bałtyku. Podobnie jak dla EOF 1, nie można wyróżnić wspólnych cech zmienności intensywności wzorca w czasie (Rys. 4.59, b, środkowa kolumna). Choć nie tak wyraźne jak dla PC 1, również dla tej głównej składowej widać dwie grupy ewolucji kąta obrotu wzorca dla sztormów Zatoki Puckiej i Gdańskiej (Rys. 4.59, b, ostatnia kolumna).

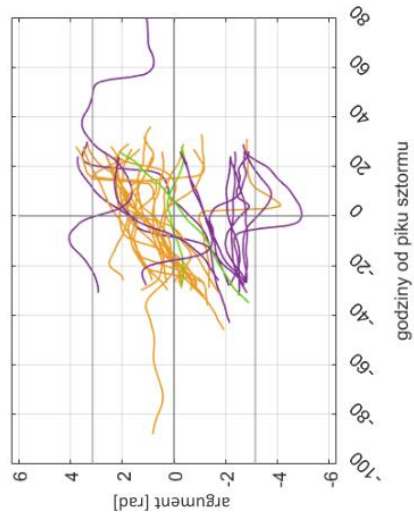
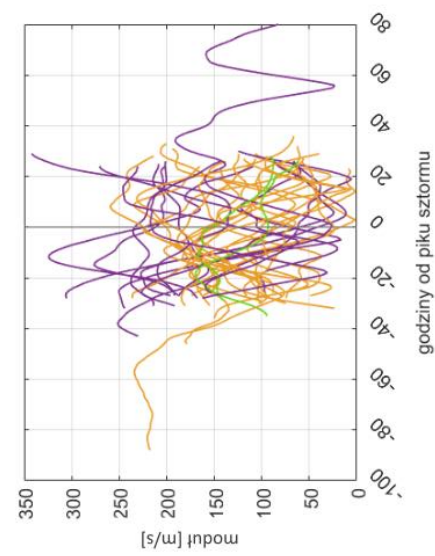
W czasie trwania sztormów Zatoki Gdańskiej, wzorzec EOF 2 będzie obracany w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara od kątów -0.92 rad do 2.27 rad. Kierunki obrotu wzorca dla sztormów Zatoki Puckiej są zróżnicowane; można jednak wyróżnić kilka, dla których kierunek wzorca jest stały w godzinach poprzedzających i następujących po piku sztormu i oscyluje między -2 rad a -3.14 rad.



(a)

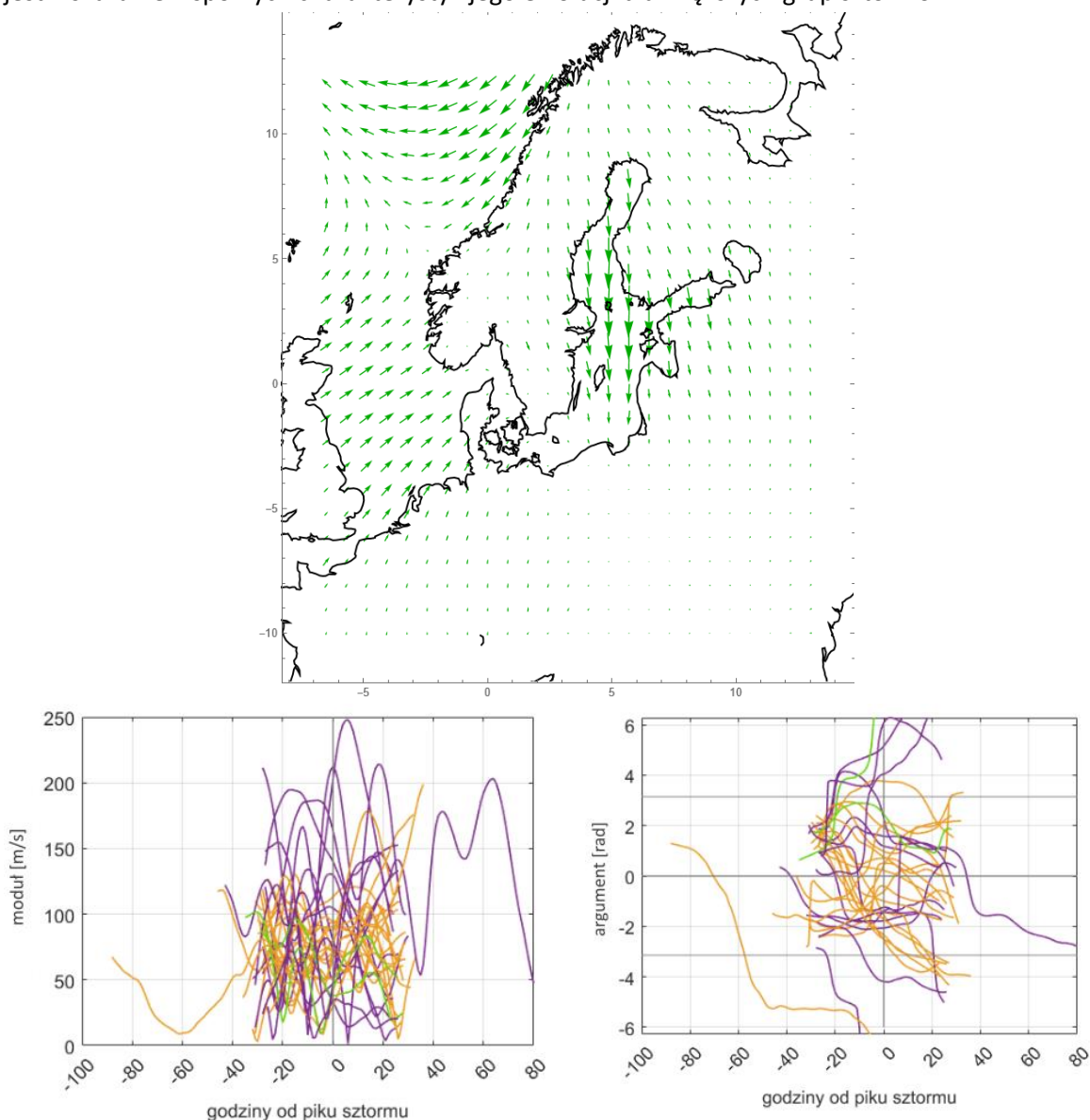


(b)



Rys. 4.59. Wzorce EOF pól anomalii prędkości wiatru na obszarze REMO w czasie sztormów w Zatoce Gdańskiej (pierwsza kolumna), ewolucja modułu [m/s] (druga kolumna) i argumentu [rad] (trzecia kolumna) stowarzyszonych głównych składowych; EOF 1 (a), EOF 2 (b). Wielkość strzałek odpowiada proporcjonalnie prędkości wiatru i została wyznaczona dla każdego wzorca niezależnie od pozostałych. Więcej szczegółów znajduje się w tekście.

EOF 3 wyjaśnia 8.82% całkowitej wariancji (Rys. 4.60). Na obszarze północnego Atlantyku widoczny jest przepływ konwergentny, który charakteryzuje się najmniejszą intensywnością nad Morzem Norweskim. Z kolei na Bałtyku widoczny jest jednorodny przepływ, najsilniejszy w centrum a najslabszy na południu Morza Bałtyckiego. Przebieg głównych składowych tego wzorca, zarówno dla kąta obrotu jak i modułu charakteryzuje się dużą zmiennością i właściwie niemożliwe jest wskazanie wspólnych charakterystyk jego ewolucji dla większych grup sztormów.

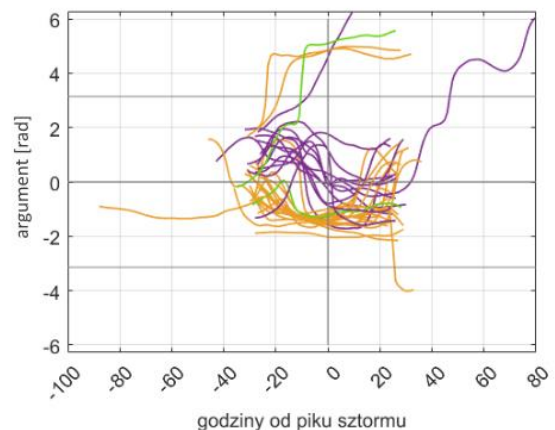
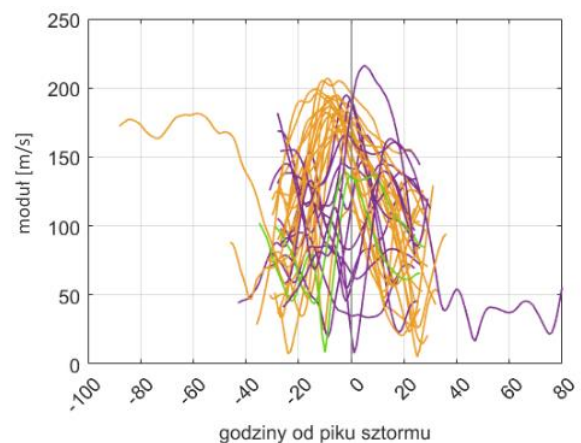
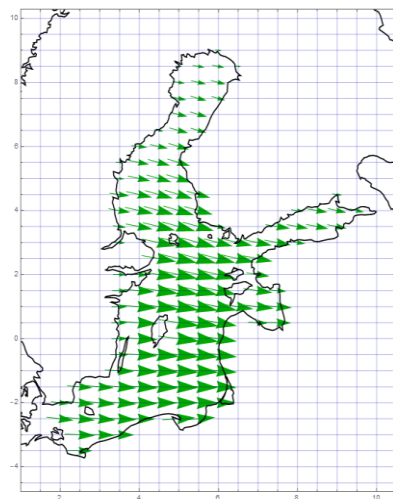


Rys. 4.60. Jak na Rys. 4.59 dla EOF 3. Ewolucja modułu (argumentu) znajduje się po lewej (prawej) stronie drugiego wiersza.

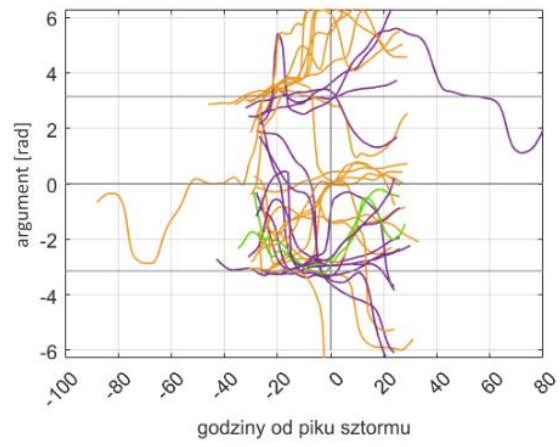
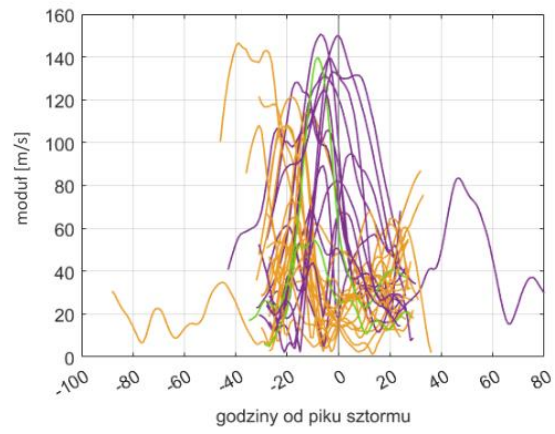
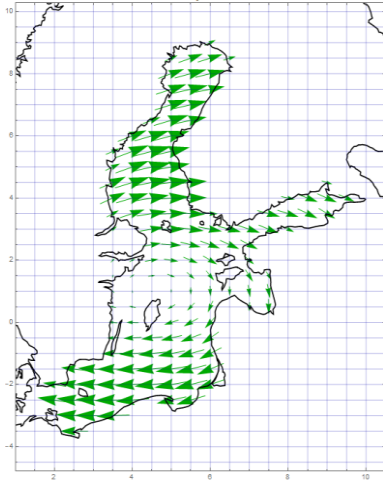
4.5.2.2 Opis wektorów własnych obszaru Morza Bałtyckiego

Cztery pierwsze mody pola prędkości wiatru nad Morzem Bałtyckim wyjaśniają łącznie 94.75% wariacji (Tabela 4.21). Ze względu na niewielki procent wyjaśnianej wariacji czwartego modu (2.5%), omówione zostaną jedynie pierwsze trzy. Trzeci wzorzec wyjaśnia niewiele więcej niż 4% wariacji, co sprawia, że do interpretacji przedstawionej na nim anomalii pola prędkości wiatru należy podejść ze szczególną ostrożnością.

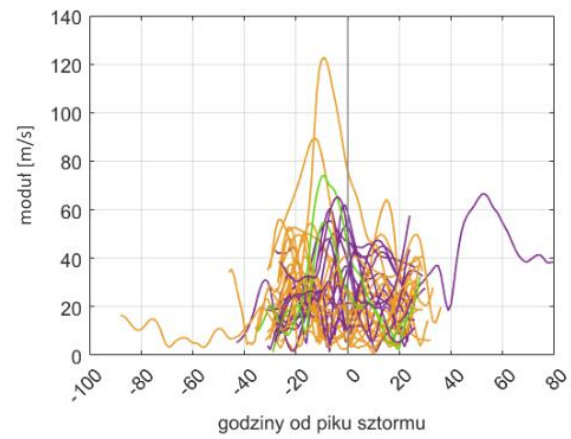
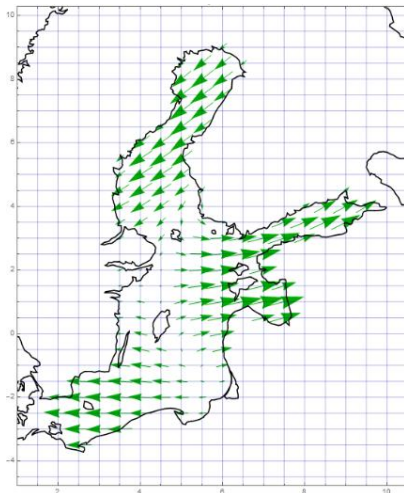
Wzorzec EOF 1 wyjaśnia 72.02% całkowitej zmienności anomalii pola wektora prędkości wiatru w czasie sztormów w Zatoce Gdańskiej (Rys. 4.61, a). Pole anomalii przepływu jest jednorodne nad niemal całym obszarem – pewne odchylenie od wspólnego kierunku widoczne jest w głębi Zatoki Botnickiej i Zatoki Fińskiej. Wpływ anomalii na pole wiatru jest zbliżony nad Bałtykiem właściwym i słabnie w kierunku zatok Botnickiej i Fińskiej. Wyraźnie widoczny jest wzrost i spadek intensywności tego wzorca w czasie (Rys. 4.61, a, prawa kolumna). Różnice między zmiennością w czasie wartości modułu EOF 1 dla sztormów Zatoki Gdańskiej i Puckiej widoczne są dopiero po przedstawieniu jej na osobnych wykresach (Rys. 4.62).

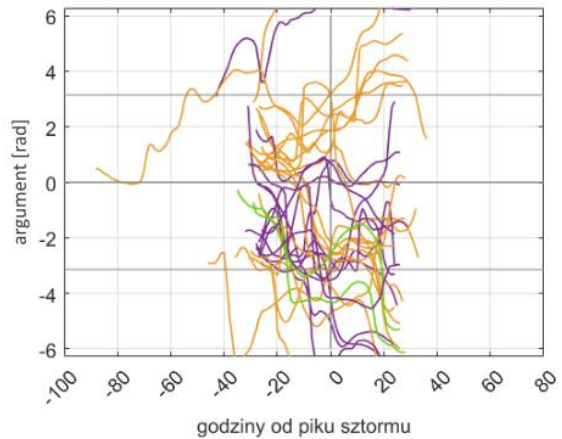


(a)



(b)

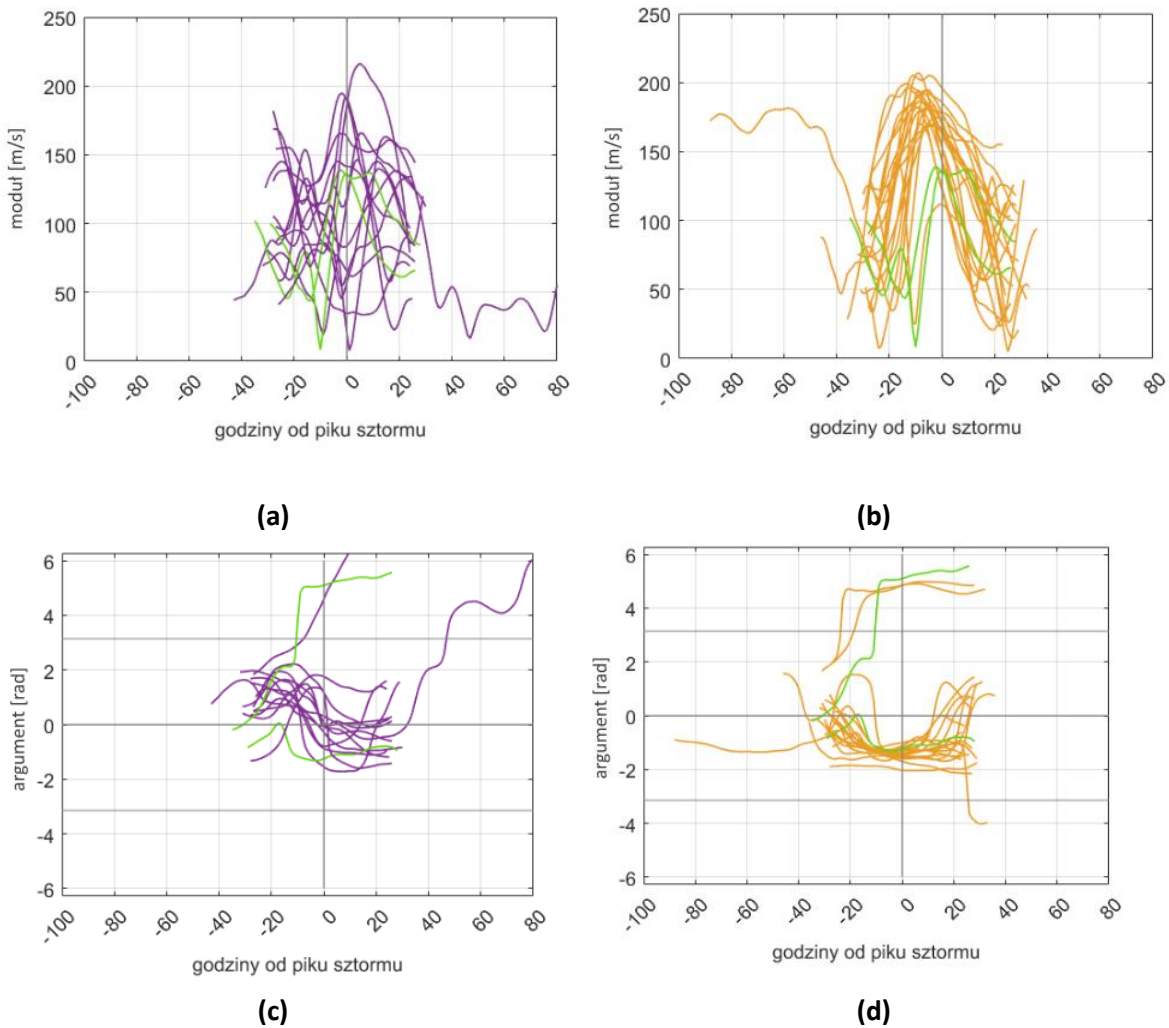




(c)

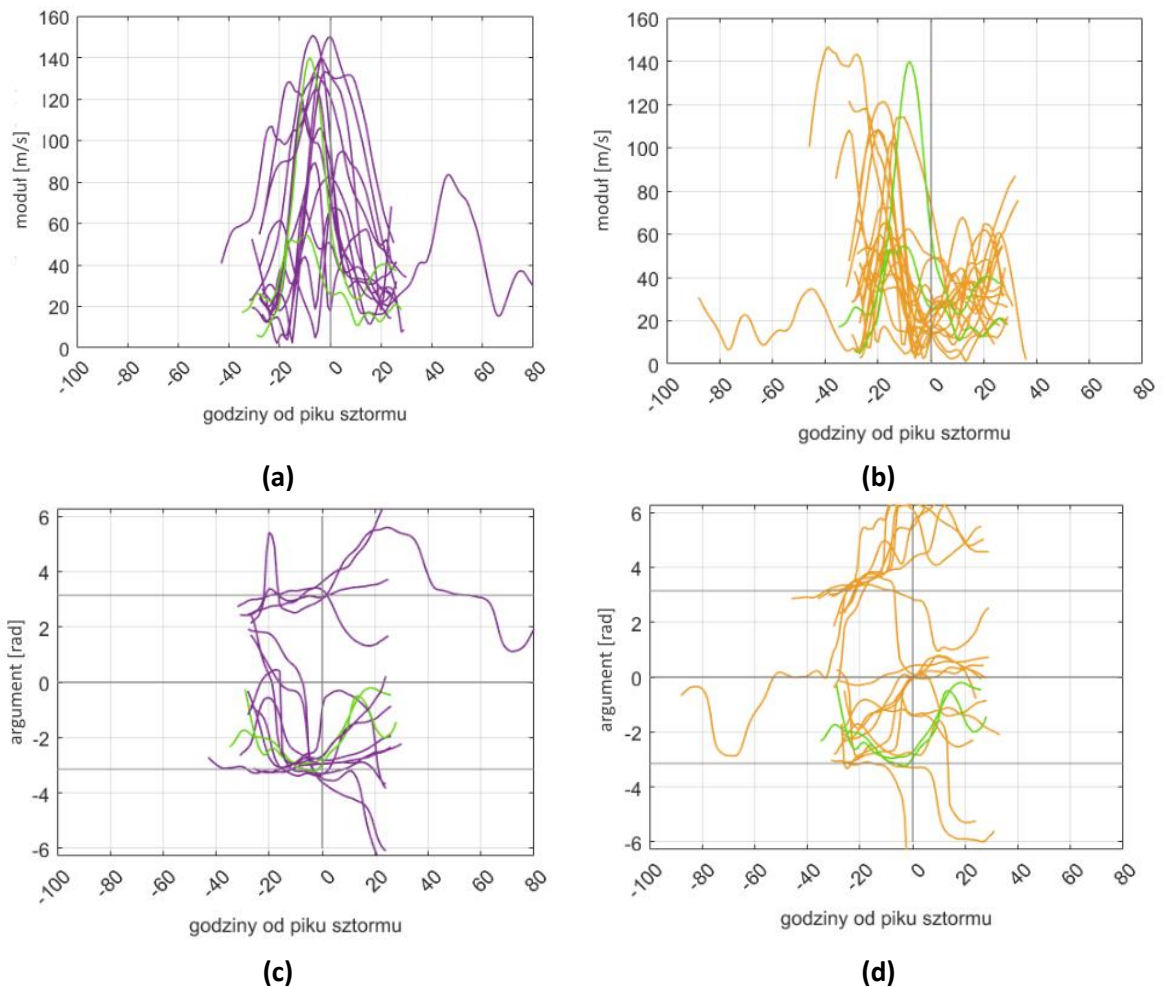
Rys. 4.61. Pierwsze trzy wzorce przestrzenne pól anomalii prędkości wiatru na Bałtyku w czasie sztormów w Zatoce Gdańskiej (a-c, lewa kolumna), wraz z ewolucją modułu [m/s] i argumentu [rad] stowarzyszonych głównych składowych (a-c, prawa kolumna). Skale na osiach są dopasowane do każdego wykresu. Wielkość strzałek odpowiada proporcjonalnie prędkości wiatru i została wyznaczona dla każdego wzorca niezależnie od pozostałych. Więcej szczegółów znajduje się w tekście.

Zmienność modułu PC 1 dla sztormów Zatoki Puckiej jest różna dla kolejnych sztormów i nie można wskazać wspólnych charakterystyk (Rys. 4.62, a). Dla sztormów otwartej Zatoki Gdańskiej, ewolucja intensywności pierwszego wzorca przebiega w podobny sposób niemal dla wszystkich sztormów (Rys. 4.62, b). Intensywność wzorca rośnie w ciągu pierwszych 20 godzin, tak że maksimum jest osiągnięte mniej więcej 10 godzin przed pikiem sztormu. Następnie obserwowany jest spadek wartości modułu PC 1. Wyraźnie inaczej układa się ewolucja kąta obrotu wzorca EOF 1 dla sztormów dwóch obszarów zatoki. Dla większości sztormów Zatoki Gdańskiej główna składowa przyjmuje wartości ujemne, odchylając wzorzec przestrzenny w kierunku zgodnym z ruchem wskazówek zegara, aż do obrotu o kąt ok. -1.30 rad przed pikiem sztormu – dokładnie w godzinach największych wartości modułu PC 1 (Rys. 4.62, d). Kierunek wzorca jest stały w godzinach poprzedzających i następujących pik sztormu. Dla części sztormów wzorzec pozostaje obrócony o ok. -1.30 rad. Dla innych, kąt obrotu zmniejsza się a wzorzec w kolejnych godzinach obracany jest przeciwnie do ruchu wskazówek zegara. Dla dwóch sztormów główny, utrzymujący się kierunek obrotu wzorca wynosi ok. 4.62 rad. Kąt obrotu wzorca EOF 1 dla sztormów Zatoki Puckiej zaznacza się mniejszą jednorodnością, jednak wciąż można wyróżnić pewne wspólne charakterystyki (Rys. 4.62, c). Wzorzec przestrzenny, obrócony o 1.2 – 1.7 rad jest stopniowo obracany zgodnie z kierunkiem wskazówek zegara, aż kąt obrotu osiąga wartość 0 . Dla niektórych sztormów wzorzec jest obracany dalej w tym samym kierunku.



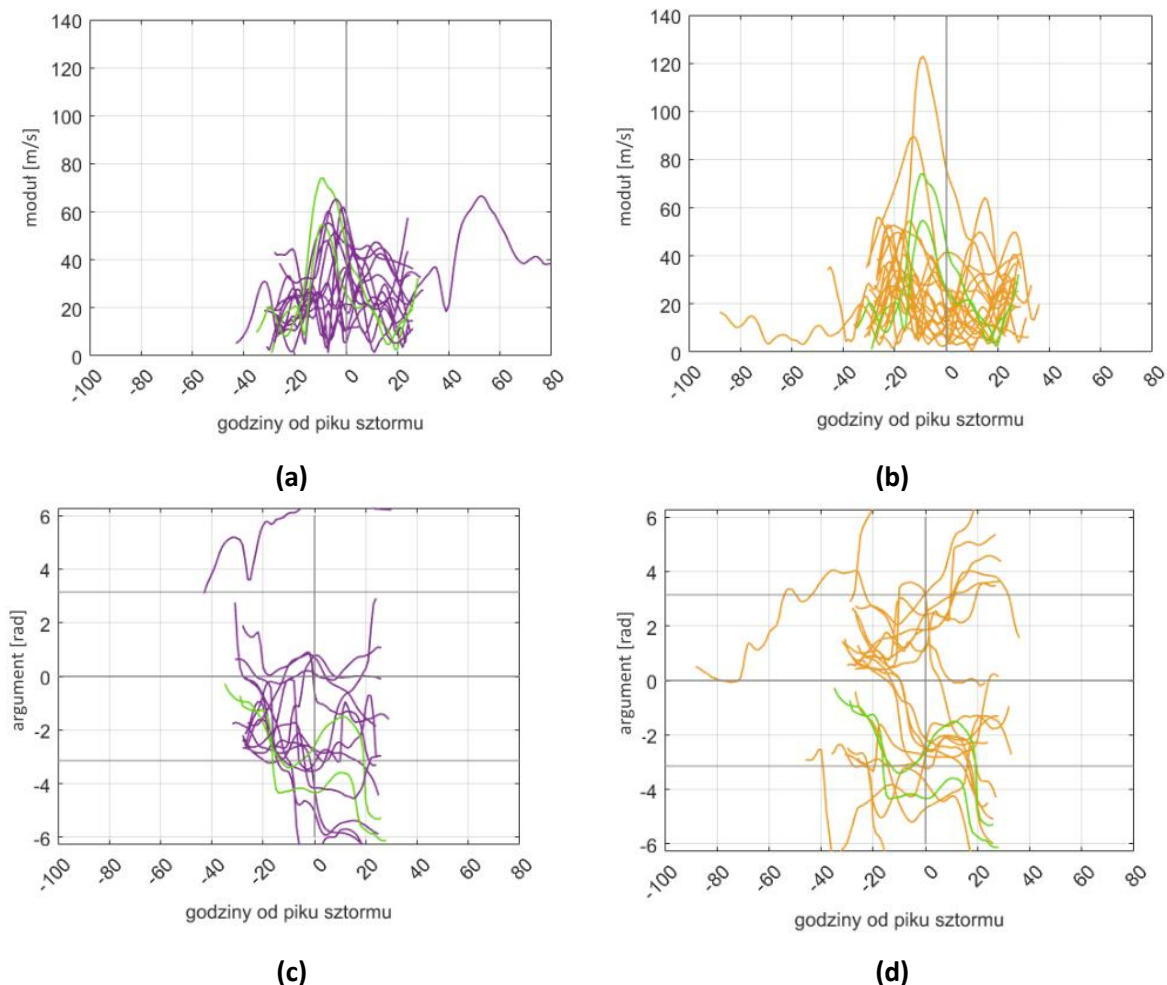
Rys. 4.62. Ewolucja w czasie modułu (a, b) oraz argumentu (c, d) PC 1 obszaru Morza Bałtyckiego dla sztormów ekstremalnych wybranych dla Zatoki Puckiej (a, c) i dla pozostałych punktów Zatoki Gdańskiej (b, d).

Główną cechą drugiego wzorca (EOF 2, 15.86% wariacji, Rys. 4.61, b) jest rotacyjny charakter anomalii przepływu powietrza. Jego centrum, z najniższymi wartościami anomalii, znajduje się na północ od Gotlandii. Siła anomalii rośnie w każdym kierunku od centrum, przyjmując średnie wartości w Zatoce Fińskiej i Ryskiej a maksima na północy i południu Bałtyku. W tych rejonach widoczny jest dokładnie przeciwny kierunek anomalii. Zmienność intensywności wpływu wzorca na pole wiatru dla większości sztormów jest większa dla sztormów Zatoki Puckiej niż dla sztormów Zatoki Gdańskiej (Rys. 4.63, a, b). Największe wartości modułu dla sztormów Zatoki Puckiej są widoczne w czasie piku sztormu, natomiast dla sztormów Zatoki Gdańskiej podobne maksimum osiągnięte jest wcześniej – średnio 20 godzin przed pikiem sztormu. W czasie piku sztormu i kolejnych godzinach, intensywność tego wzorca dla sztormów Zatoki Gdańskiej jest wyraźnie niższa. Kierunek obrotu charakteryzuje się znaczącą zmiennością między kolejnymi sztormami dla obu obszarów (Rys. 4.63, c, d). Widoczne są podobieństwa między wybranymi parami czy trójkami sztormów. Szczególnie dla pewnej grupy sztormów Zatoki Puckiej kąty obrotu są skoncentrowane wokół wartości $-\pi$ i π . Na podstawie analizy wizualnej nie można jednak określić cech wspólnych ewolucji kierunku obrotu dla wszystkich sztormów.



Rys. 4.63. Ewolucja w czasie modułu (a, b) oraz argumentu (c, d) PC 2 obszaru Morza Bałtyckiego dla sztormów ekstremalnych wybranych dla Zatoki Puckiej (a, c) i dla pozostałych punktów Zatoki Gdańskiej (b, d).

Trzeci wzorec wyjaśnia jedynie 4.35% całkowitej wariancji i charakteryzuje się znaczącą zmiennością przestrzenną anomalii (Rys. 4.61, c). Kierunek przepływu ma charakter dywergentny. W centralnej części Bałtyku właściwego, na lekko zakrzywionej linii Wyspy Alandzkie-Gotlandia-Zatoka Gdańska, podobnie jak we wzorcu dla 44 lat, widoczny jest region najłabszego wpływu wzorca na pole średnich prędkości wiatru w czasie sztormów. Ruch odbywa się w przeciwnych kierunkach w SW Bałtyku i we wschodniej części Bałtyku właściwego. Równocześnie przeciwne kierunki ruchu, odchylone od opisanych wyżej o ok. 45°, widoczne są w Zatoce Botnickiej i wewnętrznej części Zatoki Fińskiej. Najsilniejszy wpływ na pole wiatru wzorec ten ma we wschodniej części Bałtyku. Dla sztormów Zatoki Puckiej moduł składowej głównej, związanej z tym wzorce, przyjmuje największe wartości w czasie piku sztormu (Rys. 4.64, a). Zmienność intensywności PC 3 między sztormami Zatoki Gdańskiej jest dosyć duża, ale dla większości sztormów widoczne jest pewne obniżenie wartości modułu w czasie piku sztormu (Rys. 4.64, b). Podobnie jak dla drugiego modu, zmienność kąta obrotu dla EOF 3 jest zbyt duża, aby możliwe było określenie cech wspólnych ewolucji obrotu wzorca między sztormami (Rys. 4.64, c, d).



Rys. 4.64. Ewolucja w czasie modułu (a, b) oraz argumentu (c, d) PC 3 obszaru Morza Bałtyckiego dla sztormów ekstremalnych wybranych dla Zatoki Puckiej (a, c) i dla pozostałych punktów Zatoki Gdańskiej (b, d).

4.5.2.3 Interpretacja wyników

Tak jak w poprzednich rozdziałach, poniżej przedstawione zostanie znaczenie fizyczne obserwowanej ewolucji wzorców anomalii pola wektora prędkości wiatru w czasie sztormów Zatoki Gdańskiej, z założeniem, że przedstawione wzorce przestrzenne wraz ze stowarzyszonymi głównymi składowymi faktycznie oddają zmienność anomalii pola prędkości wiatru nad badanym obszarem. Wyniki rozważane będą w kontekście wzorców zmienności pola wiatru dla całego okresu, przedstawionych w podrozdziale 4.3.2. Rozważania dotyczące zmienności pola wiatru będą odnosić się jedynie do warunków nad Bałtykiem (z pominięciem obszarów oceanicznych).

Pierwsze trzy wzorce przestrzenne wyznaczone dla obszaru REMO charakteryzują się stosunkowo jednorodnym kierunkiem przepływu powietrza nad Bałtykiem (Rys. 4.59, Rys. 4.60). Podczas gdy zmienność siły anomalii w czasie charakteryzuje się znaczną wariacją, kierunek obrotu modów EOF 1 i EOF 2 zmienia się w sposób umożliwiający interpretację ewolucji pola anomalii przepływu powietrza towarzyszącego zjawiskom sztormowym Zatoki Gdańskiej. Dla EOF 1 obszaru REMO ewolucja kąta obrotu wskazuje na stopniowe przejście kierunku anomalii przepływu od wiatrów zachodnich, przez północne aż do północno-wschodnich. W pewnym uproszczeniu, takiego kierunku wiatru można się spodziewać przy przejściu układu niżowego znad Skandynawii na południowy wschód (Sztobryn i Stigge, 2005). Z kolei dla drugiego modu dla

obszaru REMO, argument głównych składowych PC 2 dla sztormów otwartej części Zatoki Gdańskiej stopniowo rośnie, obracając wzorzec w taki sposób, że anomalia przepływu powietrza zmieni kierunek z SE przez kierunki północne aż do NNW. Większa różnorodność kątów obrotu wzorca dla sztormów Zatoki Puckiej dla obu pierwszych składowych utrudnia jednoznaczną interpretację wyników. Wartości kąta obrotu wskazują na anomalie przepływu z kierunków południowych, południowo-zachodnich i zachodnich. Zmienność przebiegu EOF 3 między kolejnymi sztormami uniemożliwia przedstawienie wspólnych charakterystyk dla tego wzorca.

Wzorce wyznaczone nad Bałtykiem charakteryzują się bardziej spójnym przebiegiem wartości modułu wektorów głównych składowych. EOF 1 pola wiatrów dla sztormów wyjaśnia największy procent zmienności badanego parametru ze wszystkich przedstawianych do tej pory wektorów własnych. Dla sztormów otwartej Zatoki Gdańskiej obserwowana jest jednorodna anomalia przepływu powietrza z kierunków północnych, która osiąga największą intensywność przed pikiem sztormu. Anomalia przepływu dla sztormów Zatoki Puckiej zmienia kierunek z południowego na zachodni. Dla części sztormów kierunek zachodni utrzymuje się do końca trwania sztormu, dla innych przechodzi w kierunek północno-zachodni.

Zmienność intensywności wzorca EOF 2 dla większości sztormów jest większa dla sztormów Zatoki Puckiej niż dla sztormów Zatoki Gdańskiej. Wzorzec przestrzenny dla części sztormów Zatoki Puckiej obracany jest o $-\pi$ lub π , a zatem anomalia przepływu byłaby zbliżona do układu cyklonalnego. Dla pozostałych sztormów wariacja kąta obrotu jest zbyt duża aby możliwa była wspólna interpretacja anomalii kierunku przepływu powietrza.

Warto rozważyć przebieg zmienności tego wzorca dla obu grup sztormów w kontekście omówionych w poprzednich rozdziałach ścieżek układów niżowych i ich położenia w chwili piku sztormu. Dla sztormów Zatoki Gdańskiej maksimum intensywności tego wzorca, występujące kilkanaście godzin przed pikiem sztormu, współwystępuje z godzinami, w których układ cyklonalny przemieszcza się nad Bałtykiem. Układ ten przemieszcza się pod różnym kątem w stosunku do Zatoki Gdańskiej (Rys. 4.52), co najprawdopodobniej wpływa na większą wariację w kierunkach kąta obrotu wzorca. W czasie piku sztormu układ baryczny jest już poza Bałtykiem, na wschód lub południowy wschód od niego, a zatem rotacyjny charakter przepływu powietrza będzie z mniejszym prawdopodobieństwem występował nad Morzem Bałtyckim. Jest to zgodne z obserwowaną mniejszą intensywnością tego wzorca w czasie piku sztormu (Rys. 4.63, b). Z kolei w czasie piku sztormów Zatoki Puckiej układ cyklonalny często znajduje się bezpośrednio na północ od Zatoki Gdańskiej – wywołując tym samym przeciwne kierunki wiatru w północnej i południowej części Morza Bałtyckiego. Ewolucja modułu PC 2 podczas ekstremalnych sztormów może mieć zatem pewien związek z charakterystycznym przemieszczaniem się układów niżowych.

Zbyt duża zmienność między kolejnymi sztormami pod względem zarówno zmieniających się w czasie wartości modułu jak i kąta obrotu sprawia, że niemożliwe jest przedstawienie interpretacji fizycznej trzeciego wzorca własnego wspólnej dla wszystkich sztormów. Warto tu ponownie podkreślić niewielki procent zmienności anomalii pola prędkości wiatru wyjaśnianej przez EOF 3.

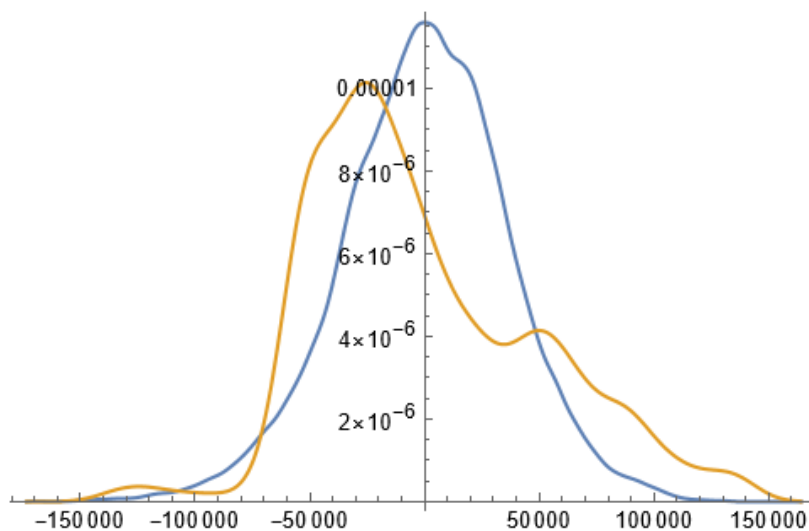
Przebieg sztormów S29 i S31 dla pierwszego modu pod względem ewolucji modułu wektora jest bardziej podobny do przebiegu sztormów Zatoki Puckiej (Rys. 4.62, a). Z kolei obrót wzorca przestrzennego podąża za jego ewolucją dla sztormów Zatoki Gdańskiej (Rys. 4.62, d). Oznacza to głównie północne kierunki anomalii przepływu powietrza. Intensywność drugiej głównej składowej ma różny przebieg dla obu sztormów – widać jednak jej pik na 5–10 godzin przed pikiem sztormu (Rys. 4.63). Wzorzec przestrzenny jest obracany o podobny kąt, przy czym w

godzinach przed i po pikie sztormu wzorec obrócony jest o $-\pi$. Sugeruje to cyklonalny kierunek przepływu powietrza. Zmienność kierunku obrotu trzeciego wzorca nie pozwala na jednoznaczną interpretację, natomiast wartość modułu PC 3 jest największa na kilka godzin przed pikiem sztormu (Rys. 4.64).

4.5.3 Zmienność pierwszych wektorów własnych (EOF 1) w ujęciu probabilistycznym

W tym podrozdziale charakterystyki zjawisk sztormowych w Zatoce Gdańskiej, na tle całego okresu badawczego, zostaną przedstawione przy pomocy rozkładów prawdopodobieństwa głównych składowych. Ze względu na to, że wyjaśniają one największy procent zmienności danego parametru dla badanych obszarów, charakterystyki te zostaną przedstawione jedynie dla pierwszych wzorców (EOF 1) i stowarzyszonych z nimi głównych składowych (PC 1) dla różnych regionów.

Na Rys. 4.65 przedstawiono rozkład prawdopodobieństwa wystąpienia wartości pierwszych głównych składowych anomalii ciśnienia atmosferycznego dla całego badanego okresu i dla wybranych sztormów. Na osi poziomej znajdują się wartości anomalii ciśnienia w paskalach. Warto tu przypomnieć, że centrum anomalii ciśnienia widoczne na wzorcu EOF 1 ma znak dodatni dla całego okresu badawczego (Rys. 4.25, a) i znak ujemny dla sztormów ekstremalnych (Rys. 4.53, a).



Rys. 4.65. Rozkład prawdopodobieństwa pierwszej głównej składowej anomalii ciśnienia atmosferycznego [Pa] dla całego badanego okresu (kolor niebieski) i dla wybranych 34 sztormów (kolor żółty).

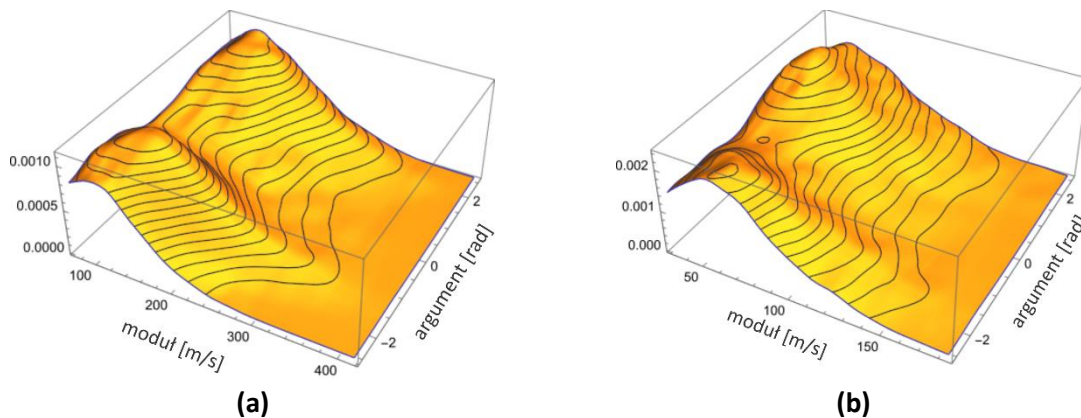
Interpretacja tego wykresu jest następująca: wartości bliskie 0 oznaczają, że wartość anomalii średniego pola ciśnienia EOF 1 jest niewielka. Duże wartości dodatnie bądź ujemne oznaczają dużą zmianę w polu średniego ciśnienia jaką wywrze pole anomalii EOF 1. Kształt rozkładu prawdopodobieństwa PC 1 dla całego okresu przypomina rozkład normalny. Oznacza to, że przeciętnie ten wzorec przestrzenny miał niewielki wpływ na średnie pole ciśnienia. Można zatem powiedzieć, że średnie pole ciśnienia atmosferycznego dobrze oddaje typowy rozkład tego parametru na obszarze REMO. Wartość skośności (spodziewana 0 dla rozkładu normalnego) podkreśla niewielką asymetrię tego rozkładu (Tabela 4.22).

Tabela 4.22. Statystyki rozkładów prawdopodobieństwa pierwszych głównych składowych ciśnienia atmosferycznego dla okresu badawczego 1958–2001 i dla wybranych sztormów.

Statystyki	Cały okres badawczy 1958–2001	Wybrane sztormy
Wartość minimalna [Pa]	$-2\,000.65 \cdot 10^2$	$-1\,371.91 \cdot 10^2$
Wartość maksymalna [Pa]	$1\,338.40 \cdot 10^2$	$1\,405.40 \cdot 10^2$
Wartość średnia [Pa]	$-1.1034 \cdot 10^{-6}$	$-7.2981 \cdot 10^{-6}$
Średnie odchylenie standardowe [Pa]	$366.025 \cdot 10^2$	$496.689 \cdot 10^2$
Skośność	-0.1997	0.5783
Kurtoza	3.528	3.0433

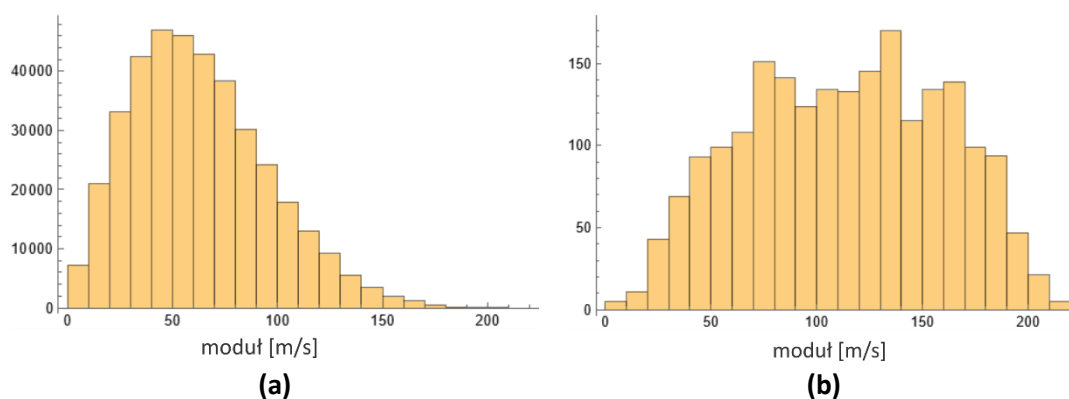
Z kolei warunkowy rozkład prawdopodobieństwa dla wybranych sztormów jest daleki od rozkładu normalnego. Wzorzec będzie zatem wywierał zauważalny wpływ na pole średniego ciśnienia w czasie sztormów. Na Rys. 4.65 widoczny jest rozkład bimodalny, z głównym pikiem w zakresie ujemnych wartości PC 1, przyjmującym maksimum dla anomalii ciśnienia rzędu $-40\,000$ Pa. Te wartości zastosowane do pola zmienności przestrzennej EOF 1 (Rys. 4.53, a) dadzą pole anomalii ciśnienia ze stosunkowo silną dodatnią anomalią na południu Półwyspu Skandynawskiego. Rozkład jest wyraźnie prawoskośny, co potwierdza dodatnia wartość współczynnika skośności (Tabela 4.22). Dla anomalii ok. $50\,000$ Pa widoczny jest drugi pik rozkładu prawdopodobieństwa. Ten pik wraz z ogonem rozkładu wydłużonym w kierunku dodatnich wartości PC 1 jest związany z występowaniem ujemnej anomalii pola ciśnienia atmosferycznego w czasie sztormów. Zatem w czasie sztormów można częściej spodziewać się nad Skandynawią dodatniej anomalii ciśnienia, jednak to ujemna anomalia, najprawdopodobniej związana bezpośrednio z przejściem niżów barycznych nad Bałtyk, będzie głębsza a tym samym będzie silniej modyfikować pole średniego ciśnienia.

Rozkłady prawdopodobieństwa modułu anomalii wektora prędkości wiatru oraz argumentu pierwszej głównej składowej pola wiatru dla obu obszarów oraz okresów różnią się między sobą. Przedstawione poniżej na rozkładach trójwymiarowych kierunki anomalii zapisane są w konwencji liczb zespolonych, tj. wartość zerowa oznacza wektor skierowany na wschód. Tak jak zauważono w poprzednich rozdziałach, dla całego okresu badawczego na obu obszarach wyraźny jest rozkład bimodalny (Rys. 4.66). Dla obszaru REMO dominują kąty obrotu wzorca z nieco węższego zakresu kątów niż dla wzorca ograniczonego jedynie do Bałtyku. Dla obu dominujących kątów anomalii kierunku występują równocześnie największe wartości modułu głównej składowej. Oznacza to, że anomalia średniego pola prędkości wiatru będzie najsilniejsza dla tych kierunków wiatru.



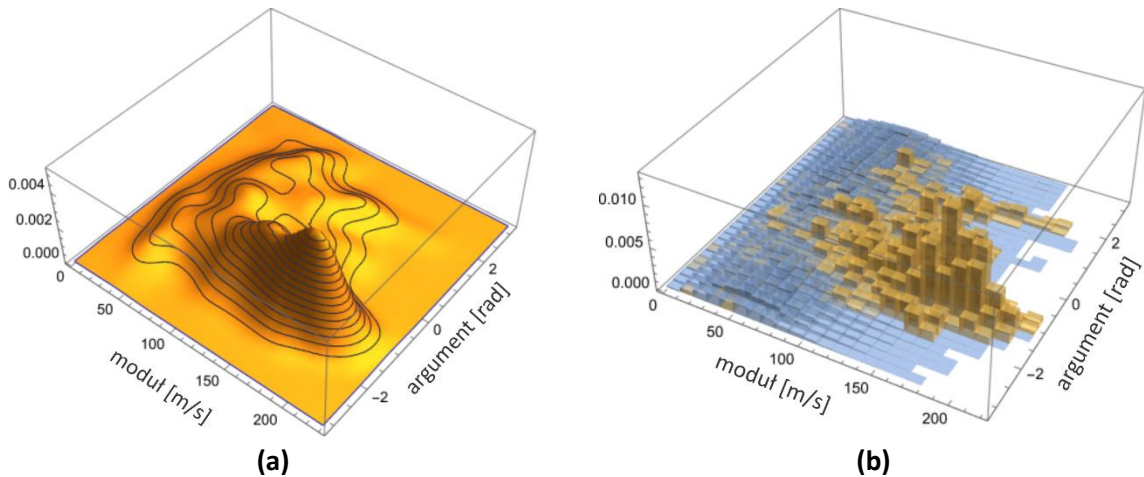
Rys. 4.66. Rozkład prawdopodobieństwa modułu [m/s] oraz argumentu [rad] pierwszej głównej składowej anomalii pola prędkości wiatru dla całego okresu badawczego dla obszaru REMO (a) i ograniczony tylko do Bałtyku (b).

Porównanie rozkładów prawdopodobieństwa pierwszej głównej składowej anomalii pola prędkości wiatru dla sztormów i całego obszaru zostanie przedstawione tylko dla wzorca ograniczonego do Morza Bałtyckiego. W celu łatwiejszej interpretacji przywołano rozkład dla całego okresu badawczego, który pojawił się już w rozdziale 4.3.2. na Rys. 4.67, a. Rozkład anomalii modułu prędkości dla wybranych sztormów ma bardziej jednorodny kształt (Rys. 4.67, b).



Rys. 4.67. Rozkład prawdopodobieństwa modułu pierwszej głównej składowej prędkości wiatru [m/s] dla pola prędkości wiatru Morza Bałtyckiego dla całego okresu (a) oraz dla wybranych sztormów Zatoki Gdańskiej (b).

Dla sztormów, przy mniejszych wartościach modułu pierwszej głównej składowej (PC 1) prędkości wiatru, ze zbliżonym prawdopodobieństwem obserwowane są wartości argumentu z szerokiego zakresu wartości (Rys. 4.68). Dopiero dla większych wartości modułu zakres wartości argumentu głównej składowej wyraźnie się zawęża. Widoczna jest dominacja kierunku obrotu z wąskiego zakresu kątów, z centrum w ok. -1.5 rad, dla którego ponadto anomalie modułu będą przyjmować największe wartości. Oprócz dominującego kierunku obrotu wzorca, widoczny jest udział anomalii kierunku z zakresu kątów od ok. 1.2 rad do ok. 2 rad.



Rys. 4.68. Łączny rozkład prawdopodobieństwa modułu pierwszej składowej głównej prędkości wiatru oraz argumentu pierwszej głównej składowej dla pola prędkości wiatru dla wybranych sztormów (a). Rozkład prawdopodobieństwa dla wybranych sztormów (b, kolor żółty) z nałożonym rozkładem prawdopodobieństwa modułu pierwszej składowej głównej prędkości wiatru oraz argumentu pierwszej głównej składowej dla pola prędkości wiatru dla całego okresu ograniczonego do obszaru Bałtyku (b, kolor niebieski).

Rozkład prawdopodobieństwa pierwszych głównych składowych wzorców parametrów meteorologicznych wskazuje na to, że wybrane sztormy będą miały bardzo spójną charakterystykę, wyróżniającą je od typowych warunków anemobarycznych. Średnie pole ciśnienia w czasie sztormów jest silnie modyfikowane przez pierwszy wzorec EOF 1. Z kolei wzorec EOF 1 anomalii pola wektora prędkości wiatru, wyjaśniający ponad 72% zmienności, będzie wskazywał na udział anomalii wiatru północnego i północno-zachodniego jako najsilniej modyfikującej średnie pole wiatru na Bałtyku. W drugiej kolejności, średnie pole wiatru będzie modyfikowane przez anomalie z kierunków południowych o dużo słabszej intensywności, co najprawdopodobniej zmieni średnie pole prędkości wiatru nad Bałtykiem, zdominowane w czasie sztormów przez wiatry NW, w kierunku wiatrów zachodnich.

4.5.4 Podsumowanie opisu zmienności warunków cyrkulacyjnych w czasie sztormów

W niniejszym podrozdziale opisano dominujące wzorce przestrzenne rozkładu anomalii pola ciśnienia oraz prędkości wiatru dla wybranych 34 sztormów oraz ich zmienność w czasie. Celem tej analizy była przede wszystkim identyfikacja charakterystycznych wzorców czasowo-przestrzennych zmienności anomalii ciśnienia oraz prędkości wiatru w czasie ekstremalnych zjawisk falowych w Zatoce Gdańskiej. Ewolucję głównych składowych wzorców dla każdego ze sztormów przedstawiono zbiorczo i z podziałem na zmienność wzorca dla sztormów Zatoki Puckiej i pozostałej części Zatoki Gdańskiej. Wyniki interpretowane są w kontekście wzorców zmienności pól parametrów meteorologicznych dla całego okresu badawczego oraz głównych kierunków przepływu powietrza.

Pierwszy wzorec przestrzenny anomalii pola ciśnienia atmosferycznego dla sztormów, podobnie jak dla całego okresu badawczego, charakteryzuje się jednym centrum anomalii ciśnienia i wyjaśnia aż 62% zmienności pola (w porównaniu do niemal 54% wyjaśnianych przez EOF 1 dla całego okresu). W czasie sztormów Zatoki Gdańskiej, centralna część obszaru REMO zdominowana jest przez wielkoskalową, utrzymującą się dodatnią lub ujemną anomalię ciśnienia. W przeciwieństwie do całego okresu, dla którego średnie pole ciśnienia atmosferycznego dobrze

oddaje typowy rozkład tego parametru na obszarze REMO, rozkład przestrzenny średniego pola ciśnienia w czasie będzie silnie modyfikowany przez pierwszy wektor własny tego parametru. Równocześnie, w czasie sztormów przez obszar centrum anomalii przemieszczają się układy niżów barycznych znad północnego Atlantyku (Post i Kõuts, 2014; Lehmann i in., 2017; Sepp i in., 2018). Rozkład przestrzenny wzorca EOF 1 najprawdopodobniej przedstawia element toru układu niskiego ciśnienia, który przechodząc przez południową Skandynawię lokalnie obniża ciśnienie atmosferyczne. Równocześnie przy sztormach, dla których układ niżowy przechodzi nad północną częścią Półwyspu Skandynawskiego, południowa część półwyspu znajduje się pod wpływem rozbudowującego się wyżu. Porównanie między drugimi i trzecimi wzorcami dla sztormów i całego okresu badawczego wskazuje, że w czasie sztormów w Zatoce Gdańskiej większe znaczenie dla ruchu mas powietrza mają równoleżnikowe gradienty ciśnienia, wyjaśniające większy procent wariancji. Równocześnie w czasie sztormów ponad 17% zmienności anomalii ciśnienia jest reprezentowane przez centrum anomalii położone na wschód od południowego Bałtyku. Czwarty wzorzec, wyjaśniający mniej niż 4% całkowitej zmienności, może reprezentować te godziny w czasie przebiegu sztormów, w czasie których układ niżowy przemieszczający się przez centralną część obszaru REMO charakteryzuje się najsilniejszym gradientem ciśnienia – zakładając, że wzorzec ten nie jest artefaktem analizy EOF. Dla wzorców: pierwszego, drugiego i czwartego, przebieg głównych składowych jest bardziej podobny (w obrębie danego wzorca) dla podgrup sztormów (1) otwartej części Zatoki Gdańskiej i (2) Zatoki Puckiej niż między nimi. Analizując pierwsze cztery wzorce anomalii pola ciśnienia można stwierdzić, że będą one reprezentować pewną pulsację anomalii ciśnienia jaka obserwowana jest w czasie sztormów w różnych regionach obszaru REMO. Kluczowe rejony, charakteryzujące się największymi zmianami tej anomalii, łącznie ze zmianą znaku, to obszar południowej i centralnej części Półwyspu Skandynawskiego, region na wschód od południowego Bałtyku, południowo-zachodni narożnik obszaru REMO oraz obszar na południe od Morza Białego.

Podobnie jak dla całego okresu badawczego, pierwsze cztery wzorce anomalii pola prędkości wiatru wyjaśniają kumulatywnie większy procent zmienności, gdy analiza EOF jest ograniczona jedynie do obszaru Morza Bałtyckiego (w porównaniu do całego obszaru REMO). Procent wariacji pola wiatru wyjaśnianej łącznie przez mody EOF 1 do EOF 4 jest zbliżony w ramach obu obszarów zarówno dla całego badanego okresu jak i okresu sztormowego (Tabela 4.10, Tabela 4.21). Dla obszaru REMO wzorce przestrzenne dla okresu 44 lat i dla sztormów, choć mają różne kierunki, charakteryzują się jednorodnością kierunku anomalii pola wektora prędkości wiatru nad Bałtykiem (Rys. 4.31, Rys. 4.59, Rys. 4.60). Dla wzorców obszaru REMO podobieństwo w przebiegu głównych składowych kolejnych sztormów jest widoczne jedynie dla kierunku obrotu wzorca.

Dla obszaru Morza Bałtyckiego rozkład przestrzenny kolejnych wzorców ma niemal identyczny kształt dla całego okresu badawczego i dla analizowanych sztormów. Różnice widoczne są w północnej części Bałtyku dla EOF 1, w części centralnej dla EOF 2 oraz we wschodniej i północnej części morza dla EOF 3 (Rys. 4.34, Rys. 4.61). Oznacza to, że również w czasie sztormów pola anomalii prędkości wiatru nad Bałtykiem zdominowane są przez pole wektorowe jednorodne pod względem kierunku i siły anomalii nad obszarem wodnym. Warto przypomnieć, że pola średniej prędkości wiatru, modyfikowane przez kolejne wzorce, mają wyraźnie różny rozkład przestrzenny (Rys. 4.21, Rys. 4.48). Podobną obserwację przedstawiają Cieślíkiewicz i Graff, na podstawie analizy okresów sztormowych oraz wieloletniej zmienności pola wiatru dla Morza Irlandzkiego i Norweskiego (Cieślíkiewicz i Graff, 1996). Jednorodność kierunku anomalii wiatru dla pierwszego modu nad obszarem centralnego Bałtyku przedstawiają w swojej pracy również Bierstedt i inni.

W przeciwieństwie do prezentowanych tutaj wyników, drugi mod w cytowanej pracy również charakteryzuje się jednorodnym kierunkiem anomalii. Różnice mogą wynikać z różnego zakresu dziedzin czasowych i przestrzennych a także innego ujęcia wektorowego charakteru pola wiatru (Bierstedt, Hünicke i Zorita, 2015).

Pierwsze dwa wektory własne anomalii pola prędkości wiatru nad Bałtykiem opisują niemal w całości przebieg sztormu. Mimo występowania spodziewanej wariacji między głównymi składowymi kolejnych sztormów, możliwe jest wyróżnienie wspólnych charakterystyk dla sztormów Zatoki Puckiej i pozostałej części Zatoki Gdańskiej. Potwierdza to wcześniejsze obserwacje, o możliwym występowaniu dwóch reżimów meteorologicznych wywołujących ekstremalne falowanie w tych obszarach Zatoki Gdańskiej.

Dla sztormów otwartej części Zatoki Gdańskiej zaznacza się dominacja anomalii przepływu z kierunków północnych, która osiąga maksimum do 10 godzin przed pikiem sztormu. Anomalia przepływu w przeciwnych kierunkach w północnej i południowej części Bałtyku ma największą intensywność na około 20 godzin przed pikiem sztormu. Z kolei w czasie sztormów Zatoki Puckiej kierunek anomalii najczęściej przechodzi z kierunków południowych przez zachodnie w piku sztormu aż do północnych. Równocześnie anomalia przepływu o charakterze cyrkulacyjnym zwykle zaznacza się największą intensywnością w piku sztormu. Niewielki procent wariacji wyjaśnianej przez trzecią modę dla obszaru REMO i EOF 3 i EOF 4 dla Bałtyku sugeruje, że wzorce te przedstawiają lokalną zmienność lub wręcz są artefaktami wynikającymi z właściwości analizy EOF.

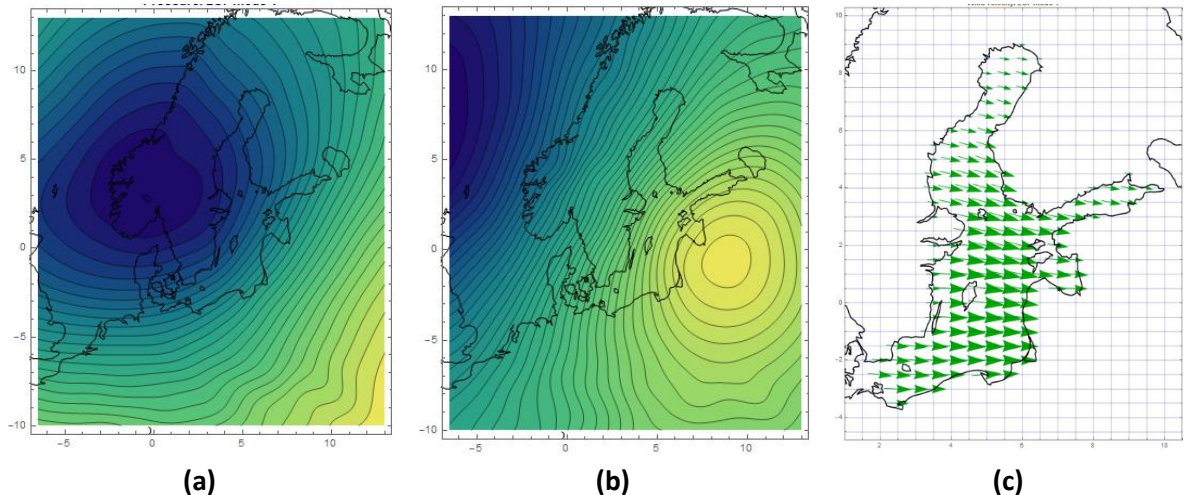
4.6 Przedstawienie wybranych zjawisk sztormowych

W poprzednich rozdziałach omówiono warunki atmosferyczne i falowe towarzyszące ekstremalnym sztormom Zatoki Gdańskiej. W niniejszym rozdziale przedstawione będą dwa reprezentatywne zjawiska, które mają typowe charakterystyki dla sztormów Zatoki Puckiej i pozostałej części Zatoki Gdańskiej. Jest to w pewnym sensie również spojrzenie z bliska na to jak zmieniają się kolejne wzorce uzyskane w ramach analizy EOF, przedstawione w kontekście faktycznego przebiegu pól ciśnienia i, w mniejszym stopniu, przebiegu pól wiatru a także zmienności czasowej i przestrzennej wysokości fali znacznej w Zatoce Gdańskiej.

Do szczegółowej prezentacji wybrano sztormy S2 i S23, reprezentujące charakterystyczny przebieg sztormów Zatoki Puckiej i pozostałej części Zatoki Gdańskiej, odpowiednio. W tabelach poniżej (Tabela 4.23, Tabela 4.24) przedstawiono szereg wykresów i ilustracji opisujących kolejne sztormy:

- rozkład przestrzenny wysokości fali znacznej w Zatoce Gdańskiej w czasie piku sztormu; obie ilustracje mają taką samą skalę barwną wysokości fali znacznej [m]
- przebieg wysokości fali znacznej w czasie sztormu w punktach W1–W5 z zaznaczoną godziną piku sztormu (Tabela 4.15); kolory na wykresach przypisano do punktów następująco: W1: niebieski, W2: czerwony, W3: żółty, W4: fioletowy i W5: zielony
- rozkład przestrzenny ciśnienia atmosferycznego [hPa] na obszarze REMO w trzech godzinach sztormu: pierwszej, w godzinie piku oraz w ostatniej godzinie sztormu; każda z ilustracji ma własną skalę barwną; kolorem czerwonym zaznaczono ciśnienia powyżej 1020 hPa, niebieski: poniżej 980 hPa;
- przebieg pierwszych dwóch głównych składowych pola ciśnienia w czasie sztormu; na osi pionowej są wartości anomalii ciśnienia atmosferycznego [Pa] i zakres wartości jest taki sam dla PC 1 i PC 2; ze względu na znaczenie znaku głównych składowych, oś OX jest zaznaczona czerwonym kolorem;
- ewolucja pierwszej składowej anomalii prędkości wiatru w formie wektorowego szeregu czasowego; na osi pionowej są wartości anomalii głównej składowej pola wiatru [m/s]; groty strzałek wskazują kierunek głównej składowej, natomiast ich długość: intensywność mody; kolory nie niosą żadnej informacji, służą jedynie poprawie czytelności wykresów.

Tam, gdzie pokazano ewolucję parametru w czasie sztormu, na osi poziomej zaznaczono godziny od piku sztormu i szarą pionową linią wskazano godzinę piku sztormu. Ponadto w celu ułatwienia analizy wyników poniżej przedstawiono miniaturki pierwszych wzorców przestrzennych pola ciśnienia i wiatru (Rys. 4.69), które zostały szczegółowo omówione w poprzednich rozdziałach.



Rys. 4.69. Wzorce przestrzenne parametrów meteorologicznych dla sztormów: ciśnienia (EOF 1 (a), EOF 2 (b)) oraz wiatru (EOF 1 (c)). Szczegółowy opis znajduje się na Rys. 4.53 i Rys. 4.61.

Dla sztormów Zatoki Puckiej, na całym obszarze Zatoki Gdańskiej osiągnęte są mniejsze wysokości fali znacznej w pikie sztormu (Tabela 4.23). Maksimum zlokalizowane jest po wschodniej stronie zatoki, podczas gdy dla sztormów jak S23, maksimum to jest w centralnej części (Tabela 4.24). Rozkład przestrzenny wysokości fali znacznej w czasie pikie obu sztormów przypomina rozkład średniej H_s dla poszczególnych grup sztormów: dla S2 jak na Rys. 4.41 (b), natomiast dla S23, jak na Rys. 4.41 (a). Przebieg wysokości fali znacznej w czasie S2 we wszystkich wybranych punktach W1–W5 jest bardziej łagodny, zarówno w czasie rozwoju sztormu jak i jego wygasania. Dla sztormów Zatoki Gdańskiej widoczny jest ostry pik H_s , osiągnęty w stosunkowo krótkim czasie, co podkreśla znaczną dynamikę tych sztormów. Różne położenie niżu barycznego w pikie sztormu będzie determinowało różne dominujące przepływy powietrza – bardziej zachodnie dla sztormów Zatoki Puckiej i północne dla pozostałej części Zatoki Gdańskiej. Pierwsze dwie główne składowe anomalie ciśnienia podkreślają różne przebiegi układów niżowych i zmienność anomalii ciśnienia w czasie sztormów. S2 jest zdominowany przez PC 1 o dodatnim znaku, a zatem nad południową Skandynawię można spodziewać się ujemnej anomalii ciśnienia, której siła rośnie w pierwszych godzinach sztormu, co wskazuje na moment przejścia układu niżowego przez ten obszar. Z kolei PC 2 wskazuje na obecność dodatniej anomalii ciśnienia na wschód od południowego Bałtyku, która z czasem, wraz z przejściem układu niżowego przez Bałtyk, przechodzi w anomalię ujemną o rosnącej sile – szczególnie dobrze widać ją na ilustracji przedstawiającej rozkład przestrzenny ciśnienia atmosferycznego w ostatniej godzinie sztormu. Położenie układu barycznego jest podobne do rozkładu widocznego na EOF 2 (Rys. 4.69, b), chociaż samo centrum jest przesunięte na północ. W czasie sztormu S23, zachodnia część obszaru REMO znajduje się pod wpływem dodatniej anomalii ciśnienia o umiarkowanej intensywności. Układ baryczny przeszedł przez centrum anomalii EOF 2 na 10 godzin przed pikie sztormu, po czym dalej przesunął się na SE, na co wskazuje jego położenie w chwili pikie sztormu. W ostatnich godzinach zjawiska, w tym obszarze ponownie wystąpiła dodatnia anomalia ciśnienia, chociaż o niewielkiej sile.

Wzorec przestrzenny prędkości wiatru S2 jest obracany w taki sposób, że początkowo na średnie pole prędkości wiatru będzie wpływać anomalia z kierunków południowych. W czasie pikie sztormu dominuje anomalia przepływu z kierunków zachodnich, a pod koniec z NW. Zmiana tych kierunków wykazuje pewne podobieństwo do kierunków wiatru jakich można się spodziewać przy

przejściu układu niżowego nad Bałtykiem z zachodu na wschód. Z kolei dla S23, anomalia kierunku przepływu jest z kierunków zachodnich w pierwszych godzinach sztormu, żeby następnie przez cały czas sztormu utrzymywać zbliżony kierunek z NW. Największa siła anomalii występuje na ok. 10 godzin przed pikiem sztormu. Kierunki północne i północno zachodnie najprawdopodobniej są związane z obecnością układu niżowego po wschodniej stronie Bałtyku.

Tabela 4.23. Zmienność przestrzenna i czasowa wybranych parametrów falowych i meteorologicznych dla sztormu S2. Szczegółowy opis znajduje się w tekście.

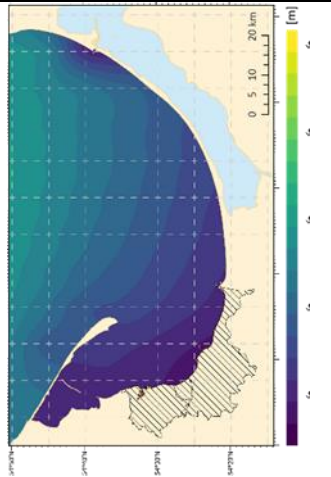
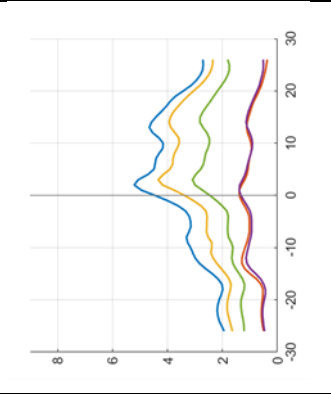
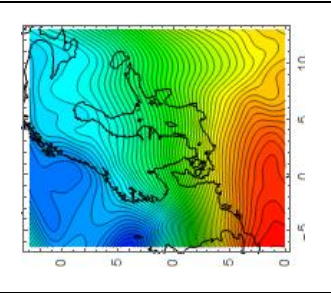
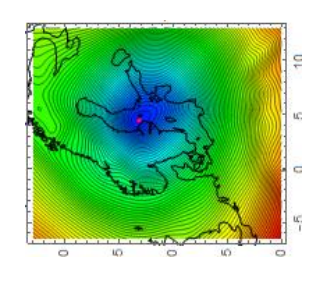
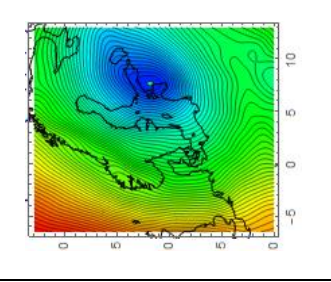
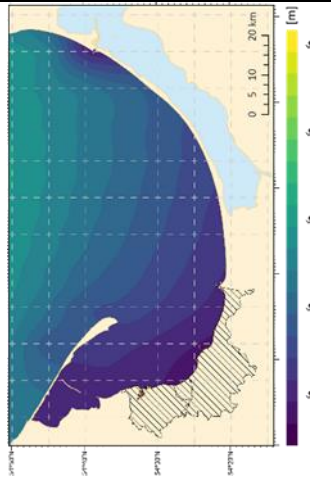
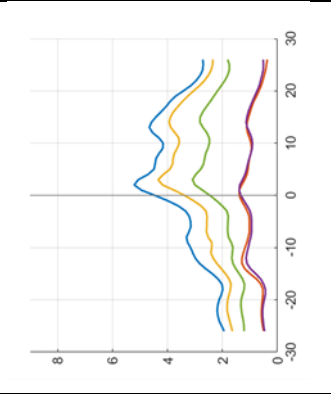
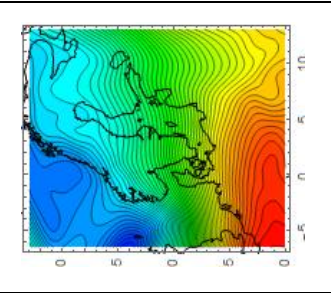
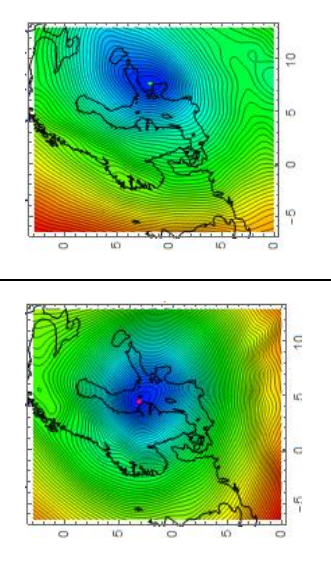
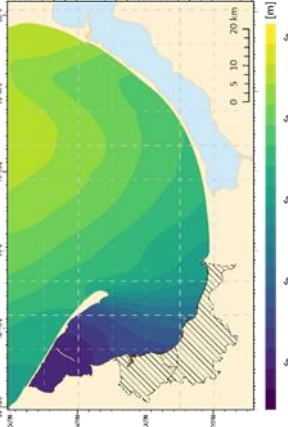
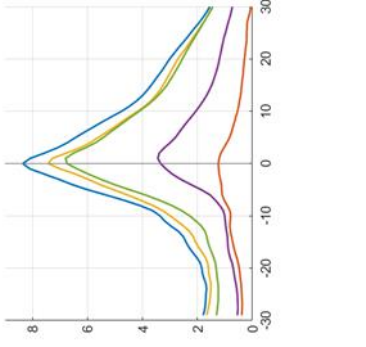
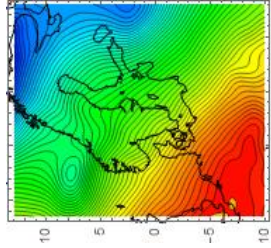
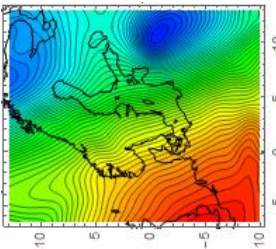
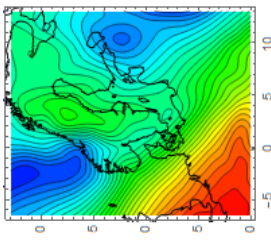
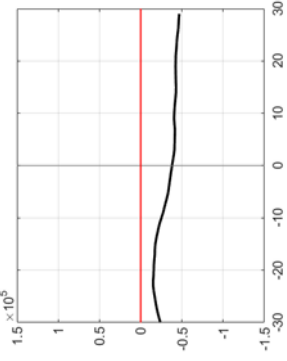
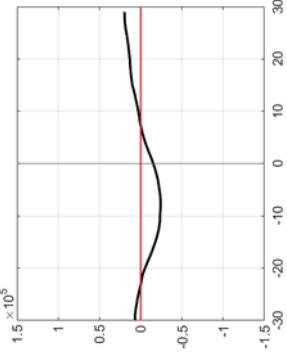
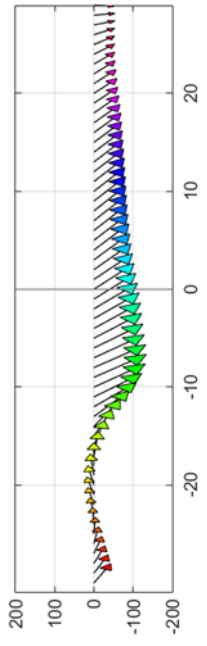
<p>Rozkład przestrzenny H_s [m]</p> 	<p>Przebieg H_s</p> 	<p>Ciśnienie atmosferyczne; ostatnia godzina sztormu</p> 	<p>Ciśnienie atmosferyczne; godzina piku sztormu</p> 	<p>Ciśnienie atmosferyczne; ostatnia godzina sztormu</p> 
<p>Przebieg PC 1 anomalii ciśnienia</p> 	<p>Przebieg PC 2 anomalii ciśnienia</p> 	<p>Przebieg PC 1 anomalii wiatru</p> 	<p>Przebieg PC 1 anomalii wiatru</p> 	

Tabela 4.24. Zmienność przestrzenna i czasowa wybranych parametrów falowych i meteorologicznych dla sztormu S23. Szczegółowy opis znajduje się w tekście.

<p>Rozkład przestrzenny H_s [m]</p>		<p>Przebieg H_s</p>		<p>Ciśnienie atmosferyczne; 1 godzina sztormu</p>		<p>Ciśnienie atmosferyczne; godzina piku sztormu</p>		<p>Ciśnienie atmosferyczne; ostatnia godzina sztormu</p>		<p>Przebieg PC 1 anomalii ciśnienia</p>		<p>Przebieg PC 2 anomalii ciśnienia</p>		<p>Przebieg PC 1 anomalii wiatru</p>	
--	---	----------------------------------	---	---	--	--	---	--	---	---	---	---	---	--------------------------------------	---

W prezentowanej rozprawie przedstawiono najbardziej gwałtowne sztormy zarejestrowane w Zatoce Gdańskiej w drugiej połowie XX wieku. Ze względu na ich ekstremalny charakter a także fakt, że praca obejmuje wieloletni okres, w którym prowadzonych było szereg badań poświęconych środowisku morskemu polskiego wybrzeża, można spodziewać się, że opisywane tu sztormy pojawiły się w innych kontekstach w pracach innych badaczy. Wybrane prace opisujące wspomniane zjawiska sztormowe przedstawione zostaną poniżej.

Dr Katarzyna Marosz, w swojej rozprawie doktorskiej, analizuje warunki meteorologiczne związane z wystąpieniem wezbrań sztormowych w porcie Gdańsk-Północ od roku 1988. Z szeregu wezbrań sztormowych przedstawionych w jej pracy, 13 wystąpiło w czasie przedstawianych tu sztormów. Niemal wszystkie te wspólne zjawiska wystąpiły w czasie gdy notowany był spływ powietrza z kierunków NW lub NNW. Jedynymi wyjątkami są sztormy S26 i S31, gdzie wezbranie sztormowe nastąpiło przy wyjątkowo silnych wiatrach WSW, sięgających 24 m/s (Marosz, 2017). Warto zaznaczyć że zarejestrowano również szereg innych wezbrań przy spływie z NNW, w czasie których jednak sztormowe wysokości fali nie były aż tak wysokie, aby zaliczyć się do 34 najsilniejszych sztormów przedstawionych w niniejszej pracy. Spiętrzenia sztormowe w centralnej i zachodniej części polskiego wybrzeża, będące efektem przejścia głębokiego niżu i zimnego frontu, były obserwowane w czasie 9 sztormów przedstawianych w niniejszej pracy (Sztobryn i Stigge, 2005). W czasie pięciu z prezentowanych tu sztormów wezbrania sztormowe były obserwowane zarówno w Zatoce Gdańskiej jak i centralnej części wybrzeża (są to: S18, S21, S23, S28 i S32).

Sztormy S26 i S31 są uznawane za jedne z największych sztormów XX wieku jakie zarejestrowano na Bałtyku. Na stacjach pomiarowych na polskim wybrzeżu prędkość wiatru w czasie S26 wynosiła w porywie 40 m/s. Z kolei w czasie sztormu S31, zarejestrowana na platformie Petrobaltic prędkość wiatru w porywie sięgała 60 m/s (Stanisławczyk, 2005). Ponadto według Lorenca 2012 (za: Marosz, 2017), sztorm S31 (4.12.1999) można sklasyfikować jako huraganowy cyklon (klasa VI-1), a wspomniane prędkości wiatru w porywie (41 m/s) w rejonie Rozewia i Helu stanowiły w ówczesnym czasie jeden z rekordów prędkości wiatru zarejestrowanej w Polsce.

Sztorm S15, o wyjątkowej trajektorii na tle innych sztormów Zatoki Gdańskiej, przyniósł jedne z największych odnotowanych prędkości wiatru w Świnoujściu (10.04.1986 prędkości wiatru 22 m/s, Tarnowska, 2011).

Sztormy S2, S3 i S4, które wystąpiły w lutym 1962 roku były w ówczesnym czasie szeroko opisywane zarówno w literaturze przedmiotu jak i w mediach. Szereg układów niżowych, które przeszły w krótkim czasie nad obszarem Morza Bałtyckiego, przyniosło katastrofalne skutki i uważa się je za jedne z najbardziej ekstremalnych na polskim wybrzeżu. Duże straty zanotowano na Mierzei Wiślanej, zalana została część Półwyspu Helskiego, łącznie z torami kolejowymi (Łomniewski, 1962; Marosz, 2017; Łabuz, 2021)

Sztorm S13 (18/19.01.1983) jest wspomniany w opracowaniu Jednorąta i Malickiego (Jednorąt i Malicki, 1987). Zaznaczają oni, że sztorm ten przyniósł znaczące zniszczenia; jego przejście znad Morza Północnego, przez Półwysep Skandynawski na wysokości Sztokholmu, północną część Bałtyku właściwego i Zatokę Ryską oznaczał, że południowe rejony Bałtyku narażone były najpierw na silne wiatry z kierunków zachodnich i południowo-zachodnich a następnie z północy i północnego-zachodu.

5 Podsumowanie i wnioski

Przedstawiona rozprawa doktorska wpisuje się w szereg prac badawczych, których celem jest przedstawienie długoterminowych statystyk parametrów środowiska opisujących Morze Bałtyckie. Głównym celem pracy jest analiza ekstremalnych sztormów Zatoki Gdańskiej, wybranych na podstawie wysokości fali znacznej oraz opis charakterystyk parametrów meteorologicznych związanych z tymi zjawiskami. Analizę tę przeprowadzono korzystając z wyników modelowania numerycznego pól falowania wiatrowego Morza Bałtyckiego oraz pól ciśnienia atmosferycznego i prędkości wiatru nad obszarem północno-wschodniej Europy dla lat 1958–2001. Wyznaczono charakterystyki zmienności przestrzennej i czasowej całkowych parametrów falowania wiatrowego w Zatoce Gdańskiej. Opisano podstawowe statystyki zmienności parametrów meteorologicznych, porównując je z danymi pomiarowymi z polskiego wybrzeża. Przedstawiono typowe warunki cyrkulacyjne panujące w regionie, korzystając z wyników analizy empirycznych funkcji ortogonalnych zastosowanej do pól ciśnienia atmosferycznego oraz wektorowych pól prędkości wiatru. Zweryfikowano wiarygodność uzyskanych dla całego okresu badawczego wektorów własnych pól anomalii ciśnienia atmosferycznego analizując zależności między stowarzyszonymi głównymi składowymi a zmiennością indeksów wielkoskalowej cyrkulacji atmosferycznej. Na podstawie wartości wysokości fali znacznej w wybranych punktach Zatoki Gdańskiej wyznaczono 34 ekstremalne sztormy. Przedstawiono charakterystyczne dla tych zjawisk cechy całkowych parametrów falowania wiatrowego oraz parametrów meteorologicznych. Wyznaczono ścieżki przemieszczania się układów niżowych związanych z ekstremalnymi sztormami Zatoki Gdańskiej i opisano ich cechy charakterystyczne. Przeprowadzono analizę wyników analizy EOF zastosowanej do pól parametrów meteorologicznych ograniczonych czasowo do sztormów krytycznych dla Zatoki Gdańskiej. Przeprowadzono analizę podobieństw, szukając wspólnych cech między badanymi sztormami. W tym kontekście, analiza głównych cech sztormów z wykorzystaniem analizy EOF stanowi nowe ujęcie problemu zjawisk sztormowych w kontekście południowego Bałtyku i poszukiwania ich cech wspólnych.

W efekcie można sformułować następujące wnioski i obserwacje, dotyczące kolejnych aspektów prowadzonych badań.

(1) Klimat falowy Zatoki Gdańskiej i warunki meteorologiczne

Klimat falowy Zatoki Gdańskiej jest łagodny. Fala rozkołysu nie zaznacza się wyraźnie w obrazie klimatu falowego, nie jest jednak niezauważalna. Pod względem wysokości falowania i wartości średniego okresu, północna część zatoki ma podobne charakterystyki do tych właściwych dla wschodniej części Bałtyku południowego. Zachodnia część Zatoki Gdańskiej oraz Zatoka Pucka charakteryzują się łagodniejszym klimatem falowym, właściwym mocno osłoniętym zatokom Morza Bałtyckiego. Mimo że modelowanie zostało przeprowadzone na siatce obejmującej cały Bałtyk, co może wiązać się z pewnymi stratami w dokładności, zachowuje ono wpływ Półwyspu Helskiego na pole falowania wiatrowego. Widoczny jest on w rozkładzie przestrzennym wysokości fali znacznej, średniego okresu oraz kierunku propagacji fali. Wszystkie analizowane całkowite parametry falowania charakteryzują się zmiennością sezonową. Mniejsze wartości parametrów obserwowane są w miesiącach letnich, zgodnie z cyklem sezonowym prędkości wiatru, jaki jest charakterystyczny dla umiarkowanych szerokości geograficznych półkuli północnej. Wpływ

warunków sztormowych jest szczególnie silnie widoczny w obrazie odchylenia standardowego wysokości fali znacznej oraz maksymalnych wartościach tego parametru. W badanym okresie istnieje słaby, rosnący, istotny statystycznie trend liniowy wysokości fali znacznej oraz średniego okresu, najsilniej widoczny w otwartej części Zatoki Gdańskiej. Przebieg wieloletnich średnich konsekwentnych wskazuje, że za obecność trendu dla średnich i maksymalnych rocznych wysokości fali znacznej mogą odpowiadać odmienne procesy. Wzrost i spadek 5- i 10-letniej średniej konsekwentnej sugeruje, że zmiany średniej rocznej wysokości fali znacznej mogą być wytłumaczone większą prędkością i częstotliwością przepływu powietrza z kierunków zachodnich w latach osiemdziesiątych i dziewięćdziesiątych ubiegłego wieku. Z kolei utrzymujący się w badanym okresie wzrost maksymalnych rocznych wartości H_s najprawdopodobniej wynika z większej liczby gwałtownych zjawisk sztormowych w drugiej połowie analizowanego okresu, co przekłada się na większe maksymalne prędkości wiatru a zatem większe maksymalne wysokości fali znacznej. Zmiany średniego okresu podążają w przebiegu za zmianami wysokości fali znacznej, jednak są niewielkie (rzędu części sekundy).

(2) Analiza empirycznych funkcji ortogonalnych

Wyniki analizy wzorców przestrzennych i stowarzyszonych z nimi głównych składowych, będących efektem analizy EOF zastosowanej do pól parametrów meteorologicznych potwierdzają, że z powodzeniem można stosować analizę EOF do pól skalarnych ciśnienia atmosferycznego nad Bałtykiem i wektorowych pól wiatru na tym samym obszarze. Analiza kolejnych wzorców zdaje się potwierdzać opinię części naukowców o konieczności traktowania wzorców wspólnie, ponieważ tylko wtedy można uzyskać pełen obraz zmienności pola anomalii badanego parametru. Równocześnie uzyskane wyniki podkreślają fakt, że do ich pełnej interpretacji niezbędna jest znajomość badanego obszaru i procesów jakie mogą w nim zachodzić.

(3) Typowe warunki cyrkulacyjne – EOF pól parametrów meteorologicznych

Pierwsze cztery wzorce anomalii ciśnienia atmosferycznego charakteryzują się zmiennością sezonową. Wartości współczynników korelacji między intensywnością głównych składowych pola anomalii ciśnienia i wartościami wielkoskalowych indeksów atmosferycznych wskazują, że przedstawione pola anomalii ciśnienia charakteryzują się przepływem powietrza o kierunku w dużej mierze zgodnym z nadanym przez wielkoskalową cyrkulację atmosferyczną. Tym samym jest to z jednej strony potwierdzenie wiarygodności uzyskanych wyników, z drugiej: podkreślenie zmiennego w ciągu roku wpływu wielkoskalowej cyrkulacji na anomalie ciśnienia nad obszarem Bałtyku.

Wyznaczone dla obszaru REMO pola anomalii prędkości wiatru nad Bałtykiem zdominowane są przez pole wektorowe jednorodne pod względem kierunku i niemal jednorodne pod względem siły anomalii nad obszarem wodnym. Ograniczenie obszaru jedynie do rejonu Morza Bałtyckiego podnosi aż o niemal 35 punktów procentowych procent wariancji wyjaśnianej przez kolejne wzorce anomalii pola prędkości wiatru. Wynika to z faktu, że Morze Bałtyckie ma bardziej spójny obraz zmienności prędkości wiatru niż obszar obejmujący oprócz Bałtyku również otaczający go ląd i rejon oceaniczne.

(4) Klimat falowy Zatoki Gdańskiej i warunki meteorologiczne w czasie sztormów

Ekstremalne sztormy Zatoki Gdańskiej występują głównie w okresie jesienno-zimowym. Jedynie dwa z 34 analizowanych sztormów wystąpiły wiosną. Najsilniejsze sztormy spowodowane są wiatrami północnymi. Maksymalne wysokości fali znacznej zawierają się między 7 a 9 m w otwartej części Zatoki Gdańskiej i oscylują w okolicach 1.5 m dla Zatoki Puckiej. W czasie sztormów stromość fali w Zatoce Puckiej rośnie silniej niż w pozostałej części Zatoki Gdańskiej. Analiza szeregu parametrów, w tym rozkładu przestrzennego ciśnień, położenia centrum niżu w czasie piku sztormu, rozkładu przestrzennego wysokości fali znacznej w czasie sztormu, kierunku propagacji fali oraz kierunku wiatru w czasie piku sztormu, sugeruje istnienie dwóch reżimów meteorologicznych generujących sztormy w Zatoce Gdańskiej. Jeden związany jest z dominującymi nad Morzem Bałtyckim wiatrami zachodnimi oraz południowo-zachodnimi, które wywołują lokalnie ekstremalne falowanie w Zatoce Puckiej. Drugi z reżimów, przynoszący ekstremalne wysokości fali znacznej w otwartej części Zatoki Gdańskiej, związany jest z wiatrami północnymi oraz północno-zachodnimi. Pewnym zaskoczeniem okazał się brak znaczącej obecności sztormów w Zatoce Puckiej wywołanych wiatrem południowo-wschodnim. Obie grupy zjawisk charakteryzują się znaczącą zmiennością rozkładu przestrzennego całkowitych parametrów falowania wiatrowego w Zatoce Gdańskiej. W czasie sztormów wywołanych wiatrami z kierunków północnych, obecność Półwyspu Helskiego wpływa na powstanie znacznego gradientu przestrzennego średniego okresu i wysokości fali znacznej między Zatoką Pucką a pozostałą częścią Zatoki Gdańskiej. Przy słabszych sztormach, związanych z wiatrami zachodnimi, wpływ Półwyspu Helskiego na rozkład przestrzenny całkowitych parametrów falowania jest mniejszy – chociaż wciąż zauważalny.

(5) Trajektorie układów niżowych w czasie ekstremalnych sztormów Zatoki Gdańskiej

Kierunek przemieszczania się układów niżowych nad obszarem północno-wschodniej Europy ma wpływ na stan morza w Zatoce Gdańskiej. Z ekstremalnymi sztormami związane są dwie główne trajektorie przemieszczania się układów niżowych. Najsilniejsze sztormy związane są z przejściem niżu barycznego przez Morze Bałtyckie z północnego-zachodu na południowy wschód. Sztormy o średnio mniejszych wysokościach fali znacznej występują gdy układ niżowy przemieszcza się z zachodu na wschód, wzdłuż różnych szerokości geograficznych, na północ od Zatoki Gdańskiej. W pojedynczych przypadkach układy niżowe przemieszczają się innymi trajektoriami. Równocześnie potwierdzono, że sztormy w Zatoce Gdańskiej mogą być wywołane również przez odległe niży baryczne, przechodzące nad Atlantykiem i nieprzekraczające Półwyspu Skandynawskiego.

Porównując uzyskane wyniki z danymi literaturowymi zwrócono uwagę na fakt, że ścieżka NW-SE pojawia się przede wszystkim w literaturze dedykowanej wezbraniom sztormowym na polskim wybrzeżu. Nie ma jej w znanych autorce opracowaniach, które skupiają się na analizie trajektorii niżów barycznych z perspektywy badań procesów atmosferycznych. Ze względu na fakt, że niży przemieszczające się tą ścieżką związane są z najsilniejszymi sztormami, wydaje się zasadne wskazać tu kierunek przyszłych badań. Wartościowe byłoby spojrzenie na to jaki udział wśród wszystkich niżów barycznych, jakie przemieszczają się w pobliżu Morza Bałtyckiego, stanowią niży przemieszczające się tą trajektorią. Ponadto analiza ścieżek sztormów dla różnych obszarów Bałtyku południowego i wybór ścieżek krytycznych dla ekstremalnego falowania, może przynieść nowe spojrzenie na zjawiska sztormowe.

(6) Warunki cyrkulacyjne w czasie sztormów Zatoki Gdańskiej

Pierwsze cztery wzorce anomalii pola ciśnienia reprezentują pulsację anomalii ciśnienia jaka obserwowana jest w różnych regionach obszaru REMO w czasie sztormów Zatoki Gdańskiej. Kluczowe rejony, charakteryzujące się największymi zmianami tej anomalii to: (1) obszar południowej i centralnej części Półwyspu Skandynawskiego, (2) region na wschód od południowego Bałtyku, (3) południowo-zachodni narożnik obszaru REMO (w przybliżeniu odpowiadający obszarowi Beneluxu i północnej Francji) oraz (4) obszar na południe od Morza Białego.

Podobnie jak dla całego okresu badawczego, większy procent zmienności anomalii pola prędkości wiatru jest wyjaśniony przez pierwszy wektor własny, gdy badany obszar zostanie ograniczony jedynie do obszaru Morza Bałtyckiego. Dla obszaru REMO pewna spójność między kolejnymi sztormami jest widoczna jedynie w przebiegu argumentu głównej składowej anomalii pola prędkości wiatru. Z kolei dla obszaru Morza Bałtyckiego, jest ona widoczna zarówno w przebiegu argumentu jak i modułu kolejnych głównych składowych. Można zatem stwierdzić, że kierunek anomalii przepływu powietrza wynika z procesów zachodzących w większej skali niż Morze Bałtyckie. Natomiast intensywność tego przepływu, o ile w części z pewnością uwarunkowana wielkoskalowymi procesami, jest modyfikowana przez charakterystyki Morza Bałtyckiego.

Porównując wektory własne pól anomalii parametrów meteorologicznych dla wybranych sztormów z wzorcami uzyskanymi dla całego analizowanego okresu, można przedstawić następujące obserwacje:

- spójne charakterystyki zjawisk sztormowych sprawiają, że pierwsze wzorce, zarówno dla anomalii ciśnienia jak i wiatru, wyjaśniają większy procent wariancji niż kolejne wzorce wyznaczone na podstawie całego badanego okresu;
- zarówno dla typowych warunków jak i dla sztormów największy procent wariancji wyjaśnia anomalia ciśnienia obejmująca jednym znakiem cały badany obszar, z centrum nad Półwyspem Skandynawskim. Najprawdopodobniej wynika to z faktu, że zarówno typowa cyrkulacja nad Bałtykiem jak i ta związana z ekstremalnymi sztormami Zatoki Gdańskiej związana jest z procesami zachodzącymi w większej skali niż Morze Bałtyckie;
- rozkład prawdopodobieństwa występowania pierwszej głównej składowej pola anomalii ciśnienia wskazuje na to, że średnie pole ciśnienia dla całego okresu badawczego dobrze oddaje przeciętny rozkład ciśnień nad obszarem REMO. Nie można tego powiedzieć o średnim polu ciśnienia w czasie sztormów, które jest silnie modyfikowane przez pierwszy wzorzec EOF 1 pola anomalii ciśnienia atmosferycznego. Tym samym, pole średniego ciśnienia nie jest dobrą miarą zmienności tego parametru w czasie sztormów;
- pierwsze dwa wzorce przestrzenne anomalii przepływu powietrza, ograniczone do obszaru Morza Bałtyckiego, są niemal identyczne dla całego okresu jak i dla badanych sztormów. Rozkład prawdopodobieństwa argumentu i modułu pierwszej głównej składowej anomalii pola prędkości wiatru, skoncentrowany wokół bardzo wąskiego zakresu wartości, podkreśla wewnętrzną spójność warunków sztormowych oraz fakt, że sztormy Zatoki Gdańskiej są związane z anomalią przepływu powietrza różnymi od typowych warunków w regionie.

Porównanie wyników nie pozwala twierdzić, że charakterystyki anomalii parametrów meteorologicznych związane z obecnością sztormów w Zatoce Gdańskiej są dostrzegalne w wektorach własnych tych parametrów wyznaczonych na podstawie danych z całego okresu badawczego.

(7) Warunki meteorologiczne powodujące ekstremalne sztormy w Zatoce Gdańskiej

Ostatecznie, zasadniczym rezultatem prezentowanej pracy są charakterystyki warunków meteorologicznych wywołujących ekstremalne sztormy w Zatoce Gdańskiej. Przedstawione w niniejszej rozprawie wyniki wskazują na to, że lokalnie ekstremalne falowanie w różnych rejonach Zatoki Gdańskiej związane jest z różnymi warunkami meteorologicznymi, które poniżej zostaną pokrótce podsumowane – w pewnym uogólnieniu.

- (a) Ekstremalne falowanie w otwartej części Zatoki Gdańskiej związane jest przede wszystkim z przejściem układów niżowych z północno-wschodniego Atlantyku przez Półwysep Skandynawski na południowy wschód. W czasie tych sztormów, nad Półwyspem Skandynawskim dominuje dodatnia anomalia pola ciśnienia, o różnej sile. Przemierzające się na południowy wschód niż baryczne przynoszą najsilniejszy gradient ciśnienia, gdy znajdują się na południe od Zatoki Fińskiej. W chwili piku sztormu układ niżowy znajduje się najczęściej na wschód od Zatoki Gdańskiej. Tym samym dużą aktywnością w czasie tych sztormów charakteryzują się anomalie ciśnienia na południe od Zatoki Fińskiej. Obserwowana jest jednorodna anomalia przepływu powietrza z kierunków północnych, która osiąga największą intensywność na około 10 godzin przed pikiem sztormu. Anomalie przepływu powietrza o rotacyjnym charakterze mają mniejsze znaczenie.
- (b) Ekstremalne falowanie w Zatoce Puckiej związane jest głównie z przejściem układów barycznych przez Morze Bałtyckie z zachodu na wschód. W tym czasie obserwowana jest ujemna anomalia ciśnienia nad Półwyspem Skandynawskim, która utrzymuje się, z różną siłą, przez cały czas trwania zjawiska sztormowego. Niewielkie znaczenie mają anomalie ciśnienia po wschodniej stronie Bałtyku. W chwili piku sztormu układ niżowy znajduje się najczęściej na północ lub północny zachód od Zatoki Gdańskiej. W czasie rozwoju zjawiska sztormowego anomalia przepływu powietrza zmienia kierunek z południowego na zachodni i charakteryzuje się największą intensywnością w czasie piku sztormu. Równocześnie dla części tych sztormów istotne znaczenie ma anomalia przepływu powietrza mająca cechy układu cyklonalnego.

W kontekście przedstawionych wyników warto pochylić się nad wynikami uzyskanymi dla sztormów wybranych na podstawie punktu z Zatoki Puckiej. Przedstawione wnioski zakładają poprawność modelowania całkowitych parametrów falowania uzyskanych z modelu WAM. Możliwe jednak, że ze względu na rozdzielczość modelu, nie wszystkie subtelności zmienności parametrów falowania zachodzące niewielkiej Zatoce Puckiej udało się uchwycić. Oznaczałoby to, że istnieje możliwość, że obserwowane przy wiatrach zachodnich ekstremalne wysokości fali znacznej w punkcie W2, w rzeczywistości nie występują. Mimo to, inne obserwacje, tj. powtarzające się rozkłady przestrzenne całkowitych parametrów falowania dla pozostałej części Zatoki, podobne przebiegi głównych składowych ciśnienia w czasie sztormów, rozkłady przestrzenne pola ciśnienia i szereg innych, wskazują na to, że w okresach wskazanych przez największe wartości H_s w Zatoce Puckiej, na obszarze Zatoki Gdańskiej wystąpiły zjawiska

sztormowe o wysokim falowaniu, przekraczającym przynajmniej 2.5-krotnie wartość średnią wysokości fali znacznej. Stanowią one ponadto osobną grupę zjawisk, różną od najbardziej ekstremalnych sztormów Zatoki Gdańskiej.

Podsumowując, można stwierdzić, że wykorzystane w niniejszej rozprawie dane z powodzeniem można stosować do analizy zjawisk zachodzących w środowisku w drugiej połowie XX wieku. Uzyskane wyniki stanowią ważny wkład do wiedzy o regionie. Mogą być z powodzeniem stosowane jako swoisty punkt referencyjny w badaniach zmieniającego się klimatu falowego Zatoki Gdańskiej i południowego Bałtyku. Opisane statystyki mogą służyć jako podstawa opisu parametrów fizycznych obszaru przy szeregu kolejnych opracowań, zarówno dotyczących *stricte* prac opisujących hydrodynamikę regionu, jak i w pracach poruszających inne zagadnienia z dziedziny oceanografii, gdzie niezbędny jest szeroko zakrojony kontekst badanych procesów. Niniejsza praca może być również wykorzystywana do raportów oddziaływania na środowisko. Równocześnie niniejsza rozprawa proponuje nowatorskie spojrzenie na zjawiska sztormowe: nie z perspektywy prędkości wiatru tylko falowania wiatrowego. Takie ujęcie pozwala od razu wybrać z szeregu zjawisk charakteryzujących się silnym wiatrem jedynie te, w czasie których wiatr sztormowy wywołał ekstremalne falowanie.

6 Bibliografia

- Adell, A., Almström, B., Kroon, A., Larson, M., Uvo, C.B. i Hallin, C., 2023. Spatial and temporal wave climate variability along the south coast of Sweden during 1959–2021. *Regional Studies in Marine Science*, 63(103011), s. 1–11.
- Alari, V., Raudsepp, U. i Kõuts, T., 2008. Wind wave measurements and modelling in Küdema Bay, Estonian Archipelago Sea. *Journal of Marine Systems*, 74, s. S30–S40.
- Alenius, P., Myrberg, K. i Nekrasov, A., 1998. The physical oceanography of the Gulf of Finland: a review. *Boreal Environment Research*, 3, s. 97–125.
- Alexandersson, H., Tuomenvirta, H., Schmith, T. i Iden, K., 2000. Trends of storms in NW Europe derived from an updated pressure data set. *Climate Research*, 14, s. 71–73.
- Ambaum, M.H.P., Hoskins, B.H. i Stephenson, D.B., 2001. Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation? *Journal of Climate*, 14, s. 3495–3507.
- Andersson, H.C., 2002. Influence of long-term regional and large-scale atmospheric circulation on the Baltic sea level. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 54(1), s. 76–88.
- Augustowski, B. red., 1987. *Bałtyk Południowy*. Wydział V Nauk o Ziemi Gdańskiego Towarzystwa Naukowego. Gdańsk: Zakład Narodowy im. Ossolińskich.
- Averkiev, A.S. i Klevanny, K.A., 2010. A case study of the impact of cyclonic trajectories on sea-level extremes in the Gulf of Finland. *Continental Shelf Research*, 30(6), s. 707–714.
- Badur, J. i Cieślíkiewicz, W., 2018. Spatial variability of long-term trends in significant wave height over the Gulf of Gdańsk using System Identification techniques. *Oceanological and Hydrobiological Studies*, 47(2), s. 190–201.
- Bakierowska, A., Wojtaszek, A. i Kopiec, J., 2020. Ocena stanu środowiska polskich obszarów morskich Bałtyku na podstawie danych monitoringowych z roku 2019 na tle dziesięciolecia 2009–2018. Warszawa: Inspekcja Ochrony Środowiska.
- Bednorz, E., Pórolniczak, M. i Czernecki, B., 2013. Synoptic conditions governing upwelling along the Polish Baltic coast. *Oceanologia*, 55(4), s. 767–785.
- Bednorz, E. i Tomczyk, A.M., 2021. Influence of macroscale and regional circulation patterns on low- and high-frequency sea level variability in the Baltic Sea. *Theoretical and Applied Climatology*, 144(1–2), s. 115–125.
- Bertin, X., Prouteau, E. i Letetrel, C., 2013. A significant increase in wave height in the North Atlantic Ocean over the 20th century. *Global and Planetary Change*, 106, s. 77–83.
- Bielec-Bakowska, Z., 2010. A classification of deep cyclones over Poland (1971–2000). *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 35(9–12), s. 491–497.
- Biernacik, D., Jakusik, E. i Chodubska, A., 2019. Wrażliwość miasta Gdańska na zmianę klimatu na przykładzie wybranych zjawisk ekstremalnych. W: L. Chojnacka-Ożga i H. Lorenc, red., *Współczesne problemy klimatu Polski*. Warszawa: PTGeof, IMGW-PIB, s. 203–218.

- Bierstedt, S.E., Hünicke, B. i Zorita, E., 2015. Variability of wind direction statistics of mean and extreme wind events over the Baltic Sea region. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 67:1(29073), s. 1–15.
- Björkqvist, J.-V., Lukas, I., Alari, V., van Vledder, G.Ph., Hulst, S., Pettersson, H., Behrens, A. i Männik, A., 2018. Comparing a 41-year model hindcast with decades of wave measurements from the Baltic Sea. *Ocean Engineering*, 152, s. 57–71.
- Björkqvist, J.-V., Pärt, S., Alari, V., Rikka, S., Lindgren, E. i Tuomi, L., 2021. Swell hindcast statistics for the Baltic Sea. *Ocean Science*, 17(6), s. 1815–1829.
- Björkqvist, J.-V., Rikka, S., Alari, V., Männik, A., Tuomi, L. i Pettersson, H., 2020. Wave height return periods from combined measurement–model data: a Baltic Sea case study. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 20(12), s. 3593–3609.
- Broman, B., Hammarklint, T., Rannat, K., Soomere, T. i Valdmann, A., 2006. Trends and extremes of wave fields in the north–eastern part of the Baltic Proper. *Oceanologia*, 48 (5), s. 165–184.
- Bueh, C. i Nakamura, H., 2007. Scandinavian pattern and its climatic impact. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133, s. 2117–2131.
- Bunke, D., Leipe, T., Moros, M., Morys, C., Tauber, F., Virtasalo, J.J., Forster, S. i Arz, H.W., 2019. Natural and Anthropogenic Sediment Mixing Processes in the South-Western Baltic Sea. *Frontiers in Marine Science*, 6, s. 677.
- Campos, R.M. i Guedes Soares, C., 2017. Assessment of three wind reanalyses in the North Atlantic Ocean. *Journal of Operational Oceanography*, 10(1), s. 30–44.
- Cañellas, B., Orfila, A., Méndez, F., Álvarez, A. i Tintoré, J., 2010. Influence of the NAO on the northwestern Mediterranean wave climate. *Scientia Marina*, 74(1), s. 55–64.
- Cassou, C., 2010. Euro-Atlantic regimes and their teleconnections. Proceedings: ECMWF Seminar on Predictability in the European and Atlantic regions, 6–9 September 2010. ECMWF.
- Cattell, R.B., 1966. The scree test for the number of factors. *Multivariate Behavioral Research*, 1(2), s. 245–276.
- Cerkowniak, G.R., Ostrowski, R. i Szmytkiewicz, P., 2015. Climate change related increase of storminess near Hel Peninsula, Gulf of Gdańsk, Poland. *Journal of Water and Climate Change*, 6(2), s. 300–312.
- Chafik, L., Nilsen, J. i Dangendorf, S., 2017. Impact of North Atlantic Teleconnection Patterns on Northern European Sea Level. *Journal of Marine Science and Engineering*, 5(3), s. 1–23.
- Chen, G. i Wang, X., 2014. Impact of domain geometry on the results of empirical orthogonal function analysis. *Annals of GIS*, 20(3), s. 205–216.
- Cieślíkiewicz, W. i Cupiał, A., 2023. Long-term statistics of atmospheric conditions over the Baltic Sea and meteorological features related to wind wave extremes in the Gulf of Gdańsk. *Oceanologia*.
- Cieślíkiewicz, W., Dudkowska, A., Gic-Grusza, G. i Jędrasik, J., 2017. Extreme bottom velocities induced by wind wave and currents in the Gulf of Gdańsk. *Ocean Dynamics*, 67(11), s. 1461–1480.

- Cieślakiewicz, W. i Graff, J., 1996. Sea state parameterisation using empirical orthogonal functions. W: *25th Coastal Engng Conf.* Orlando, Florida: ASCE, s. 703–716.
- Cieślakiewicz, W. i Herman, A., 2001. Wind wave modelling over the Baltic Sea and the Gulf of Gdańsk. *Inżynieria Morska i Geotechnika*, 4(22), s. 173–184.
- Cieślakiewicz, W. i Jędrasik, J., 2022. Falowanie wiatrowe w Zatoce Puckiej. W: *Zatoka Pucka. Tom I Aspekty geologiczne i fizyczne.* Gdańsk: Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego, s. 213–243.
- Cieślakiewicz, W. i Paplińska-Swempel, B., 2008. A 44-year hindcast of wind wave fields over the Baltic Sea. *Coastal Engineering*, 55(11), s. 894–905.
- Cieślakiewicz, W., Paplińska-Swempel, B. i Soares, C.G., 2005. Multi-decadal wind wave modelling over the Baltic Sea. W: *Coastal Engineering 2004.* Proceedings of the 29th International Conference. National Civil Engineering Laboratory, Lisbon, Portugal: World Scientific Publishing Company, s. 778–790.
- Dommenget, D. i Latif, M., 2002. A Cautionary Note on the Interpretation of EOFs. *Journal of Climate*, 15(2), s. 216–225.
- Dreier, N., Schlamkow, C. i Fröhle, P., 2011. Assessment of Future Wave Climate on basis of Wind-Wave- Correlations and Climate Change Scenarios. *Journal of Coastal Research*, SI 64(Proceedings of the 11th International Coastal Symposium), s. 210–214.
- Dziadziuszko, Z. i Wróblewski, A., 1990. Stan wody. W: A. Majewski, red., *Zatoka Gdańska.* Warszawa: Wydawnictwa Geologiczne IMGW, s. 120–139.
- Eelsalu, M., Org, M. i Soomere, T., 2014. Visually observed wave climate in the Gulf of Riga. 2014 IEEE/OES Baltic International Symposium (BALTIC). Tallin, s. 1–10.
- Elken, J., Nömm, M. i Lagemaa, P., 2011. Circulation patterns in the Gulf of Finland derived from the EOF analysis of model results. *Boreal Environment Research*, 16, s. 84–102.
- ESRI Team, 2023. *How Spline with Barriers works.* [online] Dostępne na: <<https://pro.arcgis.com/en/pro-app/latest/tool-reference/spatial-analyst/how-spline-with-barriers-works.htm>> [dostęp 15.01.2024].
- Feser, F., Weisse, R. i von Storch, H., 2001. Multi-decadal atmospheric modelling for Europe yields multi-purpose data. *Eos*, 82(28), s. 305–310.
- Formela, K. i Marsz, A.A., 2011. Zmienność liczby dni ze sztormem nad Bałtykiem (1971–2009). *Prace i Studia Geograficzne*, 47, s. 189–196.
- Guedes Soares, C., Weisse, R., Carretero, J.C. i Alvarez, E., 2002. A 40-years hindcast of wind, sea level and waves in European waters. International Conference on Offshore Mechanics and Arctic Engineering, OMAE. Oslo, Norwegia: OMAE.
- Gulev, S.K., Zolina, O. i Grigoriev, S., 2001. Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data. *Climate Dynamics*, 17(10), s. 795–809.
- Hagen, E. i Feistel, R., 2008. Baltic Climate Change. W: R. Feistel, G. Nausch i N. Wasmund, red., *State and Evolution of the Baltic Sea, 1952–2005: A Detailed 50-Year Survey of Meteorology and*

Climate, Physics, Chemistry, Biology, and Marine Environment. Hoboken, New Jersey: John Wiley & Sons, Inc., s. 93–117.

HELCOM, 2022. [online] HELCOM Map And Data Service. Dostępne na: <<https://maps.helcom.fi/website/mapservice/index.html>> [dostęp 4.04.2022].

Herman, A., 2022. Pogoda i klimat Zatoki Puckiej. W: J. Bolałek i D. Burska, red., *Zatoka Pucka. Aspekty geologiczne i fizyczne*. Gdańsk: Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego.

Hünicke, B., Zorita, E., Soomere, T., Madsen, K.S., Johansson, M. i Suursaar, Ü., 2015. Recent Change—Sea Level and Wind Waves. W: *Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin*, Regional Climate Studies. Cham: Springer International Publishing, s. 155–185.

Hurrell, J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation. *Science*, 269, s. 676–679.

Hurrell, J.W., 2015. Climate and climate change | Climate Variability: North Atlantic and Arctic Oscillation. W: G.R. North, J. Pyle i F. Zhang, red., *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, 2. wyd. Academic Press, s. 47–60.

Jaagus, J., 2009. Regionalisation of the precipitation pattern in the Baltic Sea drainage basin and its dependence on large-scale atmospheric circulation. *Boreal Environment Research*, 14, s. 31–44.

Jaagus, J. i Kull, A., 2011. Changes in surface wind directions in Estonia during 1966–2008 and their relationships with large-scale atmospheric circulation. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 60(4), s. 220–231.

Jaagus, J., Post, P. i Tomingas, O., 2008. Changes in storminess on the western coast of Estonia in relation to large-scale atmospheric circulation. *Climate Research*, 36, s. 29–40.

Jaagus, J., Sepp, M., Tamm, T., Järvet, A. i Mõisja, K., 2017. Trends and regime shifts in climatic conditions and river runoff in Estonia during 1951–2015. *Earth System Dynamics*, 8(4), s. 963–976.

Jaagus, J. i Suursaar, Ü., 2013. Long-term storminess and sea level variations on the Estonian coast of the Baltic Sea in relation to large-scale atmospheric circulation. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 62(2), s. 73–92.

Jacob, D. i Podzun, R., 1997. Sensitivity studies with the regional climate model REMO. *Meteorology and Atmospheric Physics*, (63), s. 119–129.

Jakusik, E., 2006. *Charakterystyka falowania w południowej części Morza Bałtyckiego*. Materiały Badawcze - Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Hydrologia i Oceanologia. Warszawa: Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej.

Jakusik, E., Czernecki, B. i Marosz, M., 2011. Wykorzystanie parametrów funkcji gęstości prawdopodobieństwa w modelowaniu wysokości falowania całkowitego. *Acta Geographica Silesiana*, 29, s. 29–34.

Jankowska, W., 1960. Synoptyczne warunki występowania wysokich stanów wody na Zalewie Wiślanym. *Wiadomości służby hydrologicznej i meteorologicznej*, 8, s. 13–47.

Jankowski, A., 1993. The application of EOF in the analysis of the variability of water temperature, salinity and density in selected regions of the Norwegian Sea. *Oceanologia*, 35, s. 29–60.

- Janssen, P.A.E.M. i Bidlot, J.-R., 2018. Progress in Operational Wave Forecasting. *Procedia IUTAM*, 26, s. 14–29.
- Jednorąg, T., 1987. Falowanie południowego Bałtyku. *Studia i materiały Oceanologiczne*, 52(6), s. 115–143.
- Jednorąg, T. i Malicki, J., 1987. Ciśnienie atmosferyczne i zjawiska wiatrowe nad obszarami południowego Bałtyku. *Studia i materiały Oceanologiczne*, 52(6), s. 31–66.
- Jędrasik, J. i Kowalewski, M., 2019. Mean annual and seasonal circulation patterns and long-term variability of currents in the Baltic Sea. *Journal of Marine Systems*, 193, s. 1–26.
- Jones, P.D., Jónsson, T. i Wheeler, D., 1997. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *International Journal of Climatology*, 17, s. 1433–1450.
- Jönsson, A., Broman, B. i Rahm, L., 2002. Variations in the Baltic Sea wave fields. *Ocean Engineering*, 30(1), s. 107–126.
- Kahma, K., Pettersson, H. i Tuomi, L., 2003. *Scatter diagram wave statistics from the northern Baltic Sea*. Report Series of the Finnish Institute of Marine Research. s. 15–32.
- Kaihatu, J.M., Handler, R.A., Marmorino, G.O. i Shay, L.K., 1998. Empirical Orthogonal Function Analysis of Ocean Surface Currents Using Complex and Real-Vector Methods. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15(4), s. 927–941.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Cistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropolewski, C., Wang, J., Leetma, A., Reynolds, R., Jenne, R. i Joseph, D., 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, s. 437–471.
- Keevallik, S. i Soomere, T., 2010. Towards quantifying variations in wind parameters across the Gulf of Finland. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 59(4), s. 288.
- Kelpšaitė, L., Dailidienė, I. i Soomere, T., 2011. Changes in wave dynamics at the south-eastern coast of the Baltic Proper during 1993–2008. *Boreal Environment Research*, 16, s. 220–232.
- Kelpšaitė, L., Herrmann, H. i Soomere, T., 2008. Wave regime differences along the eastern coast of the Baltic Proper. *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences*, 57(4), s. 225.
- Kelpšaitė-Rimkienė, L., 2009. Praca doktorska: Changing properties of wind waves and vessel wakes on the eastern coast of the Baltic Sea. Tallin University of Technology.
- Kirchak, S.O. i Alpert, P., 2005. Decadal trends in the East Atlantic–West Russia pattern and mediterranean precipitation. *International Journal of Climatology*, (25), s. 183–192.
- Komen, G.J., Cavaleri, L., Donelan, M., Hasselmann, K., Hasselmann, S. i Janssen, P.A.E.M., 1994. *Dynamics and Modelling of Ocean Waves*. Cambridge University Press.
- Kruszewski, G., 2011. Związki prędkości wiatru z temperaturą powietrza nad Bałtykiem (1950–2009). *Prace i Studia Geograficzne*, 47, s. 179–187.

- Kudryavtseva, N. i Soomere, T., 2017. Satellite altimetry reveals spatial patterns of variations in the Baltic Sea wave climate. *Earth System Dynamics*, 8, s. 697–706.
- Kundu, P.K. i Allen, J.S., 1976. Some three-dimensional characteristics of low-frequency current fluctuations near the Oregon coast. *Journal of Physical Oceanography*, 6(2), s. 181–199.
- Kwiecień, K., 1987. Warunki klimatyczne. W: B. Augustowski, red., *Bałtyk Południowy*, Wydział V Nauk o Ziemi Gdańskiego Towarzystwa Naukowego. Zakład Narodowy im. Ossolińskich, s. 219–288.
- Kwiecień, K., 1990. Klimat. W: A. Majewski, red., *Zatoka Gdańska*. Warszawa: Wydawnictwa Geologiczne IMGW, s. 66–114.
- Lang, A. i Mikolajewicz, U., 2019. The long-term variability of extreme sea levels in the German Bight. *Ocean Science*, 15(3), s. 651–668.
- Lass, H.-U. i Matthaus, W., 2008. General Oceanography of the Baltic Sea. W: R. Feistel, G. Nausch i N. Wasmund, red., *State and Evolution of the Baltic Sea, 1952–2005: A Detailed 50-Year Survey of Meteorology and Climate, Physics, Chemistry, Biology, and Marine Environment*. Hoboken, New Jersey: John Wiley & Sons, Inc., s. 5–39.
- Lehmann, A., Getzlaff, K. i Harlaß, J., 2011. Detailed assessment of climate variability in the Baltic Sea area for the period 1958 to 2009. *Climate Research*, 46(2), s. 185–196.
- Lehmann, A., Höflich, K., Post, P. i Myrberg, K., 2017. Pathways of deep cyclones associated with large volume changes (LVCs) and major Baltic inflows (MBIs). *Journal of Marine Systems*, 167, s. 11–18.
- Lehmann, A., Krauss, W. i Hinrichsen, H.-H., 2002. Effects of remote and local atmospheric forcing on circulation and upwelling in the Baltic Sea. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 54(3), s. 299.
- Leppäranta, M. i Myrberg, K., 2008. *Physical oceanography of the Baltic Sea*. Heidelberg, Niemcy: Springer-Praxis.
- Lim, Y.-K., 2015. The East Atlantic/West Russia (EA/WR) teleconnection in the North Atlantic: climate impact and relation to Rossby wave propagation. *Climate Dynamics*, 44, s. 3211–3222.
- Luterbacher, J., Xoplaki, E., Dietrich, D., Rickli, R., Jacobeit, J., Beck, C., Gyalistras, D., Schmutz, C. i Wanner, H., 2002. Reconstruction of sea level pressure fields over the Eastern North Atlantic and Europe back to 1500. *Climate Dynamics*, 18(7), s. 545–561.
- Łabuz, T.A., 2021. Erozja wydm pod wpływem spiętrzenia sztormowego Axel z 2017 roku na tle rozwoju polskiego wybrzeża. wyd. I. Szczecin: Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Szczecińskiego.
- Łomniewski, K., 1959. *Zatoka Gdańska*. Zeszyty Geograficzne. Wyższa Szkoła Pedagogiczna w Gdańsku, Wydział Geograficzny.
- Łomniewski, K., 1962. Sztormy na południowym Bałtyku. *Zeszyty Geograficzne*, 4, s. 193–227.
- Mailier, P.J., Stephenson, D.B., Ferro, C.A.T. i Hodges, K.I., 2006. Serial Clustering of Extratropical Cyclones. *Monthly Weather Review*, 134(8), s. 2224–2240.

- Majewski, A., 1987. Charakterystyka wód. W: B. Augustowski, red., *Bałtyk Południowy*, Wydział V Nauk o Ziemi Gdańskiego Towarzystwa Naukowego. Zakład Narodowy im. Ossolińskich, s. 173–217.
- Majewski, A. red., 1990. *Zatoka Gdańska*. Warszawa: Wydawnictwa Geologiczne IMGW.
- Majewski, A., 1998. Największe wezbrania wód u południowych brzegów Morza Bałtyckiego. *Wiadomości Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej*, 21(2), s. 81–98.
- Mäll, M., Nakamura, R., Suursaar, Ü. i Shibayama, T., 2020. Pseudo-climate modelling study on projected changes in extreme extratropical cyclones, storm waves and surges under CMIP5 multi-model ensemble: Baltic Sea perspective. *Natural Hazards*, 102(1), s. 67–99.
- Marosz, M., 2017. Wieloletnia charakterystyka przepływu powietrza nad Polską Północną 1951–2015. Gdańsk: Katedra Meteorologii i Klimatologii UG.
- Marsz, A.A., 2002. Wprowadzenie (Istota NAO, historia, wskaźniki). W: A.A. Marsz i A. Styszyńska, red. *Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski*. Gdynia, s. 11–29.
- Marsz, A.A. i Styszyńska, A., 2006. O „Arktycznych” i „Atlantyckich” mechanizmach sterujących zmiennością temperatury powietrza na obszarze Europy i północo-zachodniej Azji. *Problemy Klimatologii Polarnej*, s. 47–89.
- Marsz, A.A. i Styszyńska, A., 2010. Sztorm w dniach 13–14 października 2009 nad zachodnią częścią Zatoki Gdańskiej. *Publikacje Wydziału Nawigacyjnego Akademii Morskiej w Gdyni*, (25), s. 45–59.
- Martínez-Asensio, A., Tsimplis, M.N., Marcos, M., Feng, X., Gomis, D., Jordà, G. i Josey, S.A., 2016. Response of the North Atlantic wave climate to atmospheric modes of variability. *International Journal of Climatology*, 36(3), s. 1210–1225.
- Mellado-Cano, J., Barriopedro, D., García-Herrera, R., Trigo, R.M. i Hernández, A., 2019. Examining the North Atlantic Oscillation, East Atlantic Pattern, and Jet Variability since 1685. *Journal of Climate*, 32(19), s. 6285–6298.
- Miętus, M., 1998. The Climate of the Baltic Sea Basin, WMO Marine Meteorology and Related Oceanographic Activities. WMO/TD–No. 933.
- Miętus, M., 1999. Rola regionalnej cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu warunków klimatycznych i oceanograficznych w polskiej strefie brzegowej Morza Bałtyckiego. Materiały Badawcze - Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Meteorologia. Warszawa: IMiGW.
- Miętus, M., 2002. NAO a cyrkulacja atmosferyczna w rejonie Północnego Atlantyku i Europy. W: *Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski*. Gdynia: Akademia Marynarki Wojennej, s. 31–45.
- Miętus, M., Filipiak, J. i Owczarek, M., 2004. Klimat wybrzeża południowego Bałtyku. Stan obecny i perspektywy zmian. W: J. Cyberski, red., *Środowisko polskiej strefy południowego Bałtyku - stan obecny i przewidywane zmiany w przededniu integracji europejskiej*. Gdańskie Towarzystwo Naukowe Wydział V Nauk o Ziemi, s. 11–46.

- Miętus, M. i von Storch, H., 1997. *Reconstruction of the wave climate in the Proper Baltic Basin, April 1947-March 1988*. GKSS Report 97/E/28. Geesthacht: GKSS-Forschungszentrum.
- Mikhailova, N.V. i Yurovsky, A.V., 2016. The East Atlantic Oscillation: Mechanism and Impact on the European Climate in Winter. *Physical Oceanography*, (4).
- Moore, G.W.K., Renfrew, I.A. i Pickart, R.S., 2013. Multidecadal Mobility of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate*, 26(8), s. 2453–2466.
- Najafzadeh, F., Kudryavtseva, N. i Soomere, T., 2021. Effects of large-scale atmospheric circulation on the Baltic Sea wave climate: application of the EOF method on multi-mission satellite altimetry data. *Climate Dynamics*, 57(11–12), s. 3465–3478.
- NOAA Climate Prediction Center, 2012. *Climate Prediction Center*. [online] National Weather Service, Climate Prediction Center, Northern Hemisphere Teleconnection Patterns. Dostępne na: <<https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/teleindcalc.shtml>> [dostęp 1.03.2023].
- Omstedt, A., Elken, J., Lehmann, A., Leppäranta, M., Meier, H.E.M., Myrberg, K. i Rutgersson, A., 2014. Progress in physical oceanography of the Baltic Sea during the 2003–2014 period. *Progress in Oceanography*, 128, s. 139–171.
- Orviku, K., Jaagus, J., Kont, A., Ratas, U. i Ravis, R., 2003. Increasing Activity of Coastal Processes Associated with Climate Change in Estonia. *Journal of Coastal Research*, 19(2), s. 364–375.
- Owczarek, M., 2012. Cyrkulacyjne uwarunkowania występowania odczucia gorąca latem w Polsce według temperatury odczuwanej fizjologicznie (PST), 1951-2008. *Przegląd Geograficzny*, 84(3), s. 387–397.
- Paplińska, B., 1999. Wave analysis at Lubiatowo and in the Pomeranian Bay based on measurements from 1997/1998 – comparison with modelled data (WAM4 model). *Oceanologia*, 41(2), s. 241–254.
- Paprota, M., Przewłocki, J., Sulisz, W. i Paplińska-Swempel, B., 2003. Extreme waves and wave events in the Baltic Sea. Proceedings of MAXWAVE Final Meeting. Genewa, Szwajcaria.
- Paszkiwicz, C., 1989. *Falowanie wiatrowe Morza Bałtyckiego*. Wrocław: Zakład Narodowy im. Ossolińskich.
- Paszkiwicz, C., 1990. Falowanie wiatrowe. W: A. Majewski, red., *Zatoka Gdańska*. Warszawa: Wydawnictwa Geologiczne IMGW, s. 153–187.
- Pereira, D., 2023. *Wind Rose*. [online] Wind Rose, MATLAB Central File Exchange. Dostępne na: <<https://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/47248-wind-rose>> [dostęp 22.03.2024].
- Pietrek, S.A., Jasiński, J.M. i Winnicki, I.A., 2014. Analysis of a storm situation over the southern Baltic Sea using direct hydrometeorological and remote sensing measurements results. *Zeszyty Naukowe Akademii Morskiej w Szczecinie*, 38(110), s. 81–88.
- Post, P. i Köuts, T., 2014. Characteristics of cyclones causing extreme sea levels in the northern Baltic Sea. *Oceanologia*, 56(2), s. 241–258.

- Pryor, S.C. i Barthelmie, R.J., 2003. Long-term trends in near-surface flow over the Baltic. *International Journal of Climatology*, 23(3), s. 271–289.
- Räämet, A. i Soomere, T., 2010. The wave climate and its seasonal variability in the northeastern Baltic Sea. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 59(1), s. 100–113.
- Räämet, A., Soomere, T. i Zaitseva-Pärnaste, I., 2010. Variations in extreme wave heights and wave directions in the north-eastern Baltic Sea. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 59, s. 182–192.
- Räämet, A., Suursaar, Ü., Kullas, T. i Soomere, T., 2009. Reconsidering Uncertainties of Wave Conditions in the Coastal Areas of the Northern Baltic Sea. *Journal of Coastal Research*, (56), s. 6.
- Rehn, L., 2022. *Record waves in the Baltic Sea*. [online] Record waves in the Baltic Sea. Dostępne na: <<https://www.eumetsat.int/record-waves-baltic-sea>> [dostęp 14.11.2022].
- Roundy, P.E., 2015. On the Interpretation of EOF Analysis of ENSO, Atmospheric Kelvin Waves, and the MJO. *Journal of Climate*, 28(3), s. 1148–1165.
- Różyński, G., 2010a. Long-term evolution of Baltic Sea wave climate near a coastal segment in Poland; its drivers and impacts. *Ocean Engineering*, 37(2–3), s. 186–199.
- Różyński, G., 2010b. Wave Climate in the Gulf of Gdansk vs. Open Baltic Sea near Lubiatowo, Poland. *Archives of Hydro-Engineering and Environmental Mechanics*, 57(2), s. 167–176.
- Różyński, G.M. i Pruszek, Z., 2010. Long-term rise of storminess of the Baltic Sea near Poland; possible origin and consequences. *Coastal Engineering Proceedings*, 1(32), s. 1.
- Rutgersson, A., Jaagus, J., Schenk, F., Stendel, M., Barring, L., Briede, A., Claremar, B., Hanssen-Bauer, I., Holopainen, J., Moberg, A., Nordli, Ø., Rimkus, E. i Wibig, J., 2015. Recent Change—Atmosphere. W: *Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin*, Regional Climate Studies. Cham: Springer International Publishing, s. 69–97.
- Rutgersson, A., Kjellström, E., Haapala, J., Stendel, M., Danilovich, I., Drews, M., Jylhä, K., Kujala, P., Larsén, X.G., Halsnæs, K., Lehtonen, I., Luomaranta, A., Nilsson, E., Olsson, T., Särkkä, J., Tuomi, L. i Wasmund, N., 2022. Natural hazards and extreme events in the Baltic Sea region. *Earth System Dynamics*, 13(1), s. 251–301.
- Sapiega, P., 2020. Warunki meteorologiczne i hydrologiczne oraz charakterystyka elementów fizycznych, chemicznych i biologicznych południowego Bałtyku w 2018 roku. Seria publikacji naukowo-badawczych IMGW-PIB. Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy, s. 145.
- Schimanke, S., Dieterich, C. i Meier, H.E.M., 2014. An algorithm based on sea-level pressure fluctuations to identify major Baltic inflow events. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 66(1), s. 23452.
- Schrum, C., 2001. Regionalization of climate change for the North Sea and Baltic Sea. *Climate Research*, 18, s. 31–37.
- Seifert, T. i Kayser, B., 1995. *A High Resolution Spherical Grid Topography of the Baltic Sea*. Meereswissenschaftliche Berichte. Warnemünde: Institut für Ostseeforschung, s. 72–88.

- Sepp, M., 2009. Changes in frequency of Baltic Sea cyclones and their relationships with NAO and climate in Estonia. *Boreal Environment Research*, 14, s. 143–151.
- Sepp, M., Post, P., Mändla, K. i Aunap, R., 2018. On cyclones entering the Baltic Sea region. *Boreal Environment Research*, 23, s. 1–14.
- Siewert, M., Schlamkow, C. i Saathoff, F., 2015. Spatial analyses of 52 years of modelled sea state data for the Western Baltic Sea and their potential applicability for offshore and nearshore construction purposes. *Ocean Engineering*, 96, s. 284–294.
- Soomere, T., 2005. Wind wave statistics in Tallinn Bay. *Boreal Environment Research*, 10, s. 103–118.
- Soomere, T., 2008. Extremes and decadal variations of the northern Baltic Sea wave conditions. W: E. Pelinovsky i C. Kharif, red., *Extreme Ocean Waves*. Springer International Publishing, s. 141–159.
- Soomere, T., 2016. Extremes and decadal variations of the northern Baltic Sea wave conditions. W: E. Pelinovsky i C. Kharif, red., *Extreme Ocean Waves*, II. Springer International Publishing, s. 107–140.
- Soomere, T., 2022. Numerical simulations of wave climate in the Baltic Sea: a review. *Oceanologia*, 65:1, s. 117–140.
- Soomere, T., Behrens, A., Tuomi, L. i Nielsen, J.W., 2008. Wave conditions in the Baltic Proper and in the Gulf of Finland during windstorm Gudrun. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8(1), s. 37–46.
- Soomere, T. i Keevallik, S., 2001. Anisotropy of moderate and strong winds in the Baltic Proper. *Proceedings of the Estonian Academy of Science. Engineering*, 7, s. 35–49.
- Soomere, T. i Räämet, A., 2011a. Long-term spatial variations in the Baltic Sea wave fields. *Ocean Science*, 7(1), s. 141–150.
- Soomere, T. i Räämet, A., 2011b. Spatial patterns of the wave climate in the Baltic Proper and the Gulf of Finland. *Oceanologia*, 53(1-TI), s. 335–371.
- Soomere, T. i Räämet, A., 2014. Decadal changes in the Baltic Sea wave heights. *Journal of Marine Systems*, 129, s. 86–95.
- Soomere, T., Weisse, R. i Behrens, A., 2012. Wave climate in the Arkona Basin, the Baltic Sea. *Ocean Science*, 8(2), s. 287–300.
- Soomere, T. i Zaitseva, I., 2007. Estimates of wave climate in the northern Baltic Proper derived from visual wave observations at Vilsandi. *Estonian Journal of Engineering*, 13(1), s. 48–64.
- Soomere, T., Zaitseva-Pärnaste, I. i Räämet, A., 2011. Variations in wave conditions in Estonian coastal waters from weekly to decadal scales. *Boreal Environment Research*, 16(suppl: A), s. 175–190.
- Stanisławczyk, I., 2005. Zagrożenia hydrologiczne Półwyspu Helskiego. W: J. Cyberski, red., *Stan i zagrożenie Półwyspu Helskiego*. Gdańsk: Gdańskie Towarzystwo Naukowe, s. 251–258.

- Stopa, J.E. i Cheung, K.F., 2014. Periodicity and patterns of ocean wind and wave climate. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(8), s. 5563–5584.
- von Storch, H., Langenberg, H. i Feser, F., 2000. A Spectral Nudging Technique for Dynamical Downscaling Purposes. *Monthly Weather Review*, 128(10), s. 3664–3673.
- von Storch, H. i Zwiers, F.W., 2002. *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Surkova, G.V., Arkhipkin, V.S. i Kislov, A.V., 2015. Atmospheric circulation and storm events in the Baltic Sea. *Open Geosciences*, 7(1), s. 332–341.
- Suursaar, Ü., 2010. Waves, currents and sea level variations along the Letipea - Sillamäe coastal section of the southern Gulf of Finland. *Oceanologia*, 52(3), s. 391–416.
- Suursaar, Ü. i Kullas, T., 2009. Decadal variations in wave heights off Cape Kelba, Saaremaa Island, and their relationships with changes in wind climate. *Oceanologia*, 51(1), s. 39–61.
- Suursaar, Ü., Kullas, T. i Aps, R., 2012. Currents and waves in the northern Gulf of Riga: measurement and long-term hindcast. *Oceanologia*, 54(3), s. 421–447.
- Suursaar, Ü., Kullas, T., Otsmann, M., Saaremäe, I., Kuik, J. i Merilain, M., 2006. Cyclone Gudrun in January 2005 and modelling its hydrodynamic consequences in the Estonian coastal waters. *Boreal Environment Research*, 11, s. 143–159.
- Suursaar, Ü., Kullas, T. i Szava-Kovats, R., 2009. Wind and wave storms, storm surges and sea level rise along the Estonian coast of the Baltic Sea. *WIT Transactions on Ecology and the Environment*, 127, s. 149–160.
- Szmytkiewicz, M., Sulisz, W., Ostrowski, R., Paprota, M., Pruszek, Z., Skaja, M. i Szmytkiewicz, P., 2017. *Badanie falowania i ruchu rumowiska dla inwestycji pod nazwą „Budowa drogi wodnej łączącej Zalew Wiślany z Zatoką Gdańską”*. Gdańsk: Instytut Budownictwa Wodnego Polskiej Akademii Nauk w Gdańsku.
- Sztobryn, M. i Stigge, H.-J. red., 2005. *Wezbrania sztormowe wzdłuż południowego Bałtyku (zachodnia i środkowa część)*. Warszawa: Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej.
- Sztobryn, M., Wójcik, R. i Miętus, M., 2012. Występowanie zlodzenia na Bałtyku – stan obecny i spodziewane zmiany w przyszłości. W: *Warunki klimatyczne i oceanograficzne w Polsce i na Bałtyku Południowym. Spodziewane zmiany i wytyczne do opracowania strategii adaptacyjnych w gospodarce krajowej*.
- Tarnowska, K., 2011. Strong winds on Poland's Baltic Sea Coast. *Prace i Studia Geograficzne*, 47, s. 197–204.
- Thomson, R.E. i Emery, W.J., 2014. *Data analysis methods in physical oceanography*. wyd. III. Elsevier.
- Tiesel, R., 2008. *Weather of the Baltic Sea*. W: R. Feistel, G. Nausch i N. Wasmund, red., *State and Evolution of the Baltic Sea, 1952–2005: A Detailed 50-Year Survey of Meteorology and Climate, Physics, Chemistry, Biology, and Marine Environment*. Hoboken, New Jersey: John Wiley & Sons, Inc., s. 65–90.

Trigo, R.M., Osborn, T.J. i Corte-Real, J.M., 2002. The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms. *Climate Research*, 1(20), s. 9–17.

Trigo, R.M., Valente, M.A., Trigo, I.F., Miranda, P.M.A., Ramos, A.M., Paredes, D. i García-Herrera, R., 2008. The Impact of North Atlantic Wind and Cyclone Trends on European Precipitation and Significant Wave Height in the Atlantic. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1146(1), s. 212–234.

Trzeciak, S., 2001. *Wiatry sztormowe na polskim wybrzeżu Bałtyku*. Szczecin: Wyższa Szkoła Morska w Szczecinie.

Tucker, M.J. i Pitt, E.G., 2001. *Waves in ocean engineering*. Elsevier Science.

Tuomi, L., Kahma, K.K. i Pettersson, H., 2011. Wave hindcast statistics in the seasonally ice-covered Baltic Sea. *Boreal Environment Research*, 16, s. 451–472.

Tuomi, L., Pettersson, H., Fortelius, C., Tikka, K., Björkqvist, J.-V. i Kahma, K.K., 2014. Wave modelling in archipelagos. *Coastal Engineering*, 83, s. 205–220.

Ulbrich, U. i Christoph, M., 1999. A shift of the NAO and increasing storm track activity over Europe due to anthropogenic greenhouse gas forcing. *Climate Dynamics*, 15, s. 551–559.

Ustrnul, Z., 2002. Wskaźniki NAO na tle innych wskaźników cyrkulacji. W: A.A. Marsz i A. Styszyńska, red. *Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski*. Gdynia, s. 75–84.

Uścińowicz, S., 1997. Basen Gdański. *Przegląd Geologiczny*, 45(6), s. 589–594.

WAMDI Group, 1988. The WAM model—a third generation ocean wave prediction model. *Journal of Physical Oceanography*, (18), s. 1775–1810.

Weisse, R. i Günther, H., 2007. Wave climate and long-term changes for the Southern North Sea obtained from a high-resolution hindcast 1958–2002. *Ocean Dynamics*, 57(3), s. 161–172.

Wilde, M., 2009. *Pomiary falowania na Bałtyku*. [online] Dostępne na: <<http://www.ibwpan.gda.pl/en/blog/post/pomiary-falowania-na-baltyku>> [dostęp 30.07.2021].

Wilde, M., 2011. *Boja falowa*. [online] Morskie Laboratorium Brzegowe IBW PAN. Dostępne na: <<http://www.ibwpan.gda.pl/mlb/post/boja-falowa-2011>> [dostęp 11.04.2024].

Wilson, C. i Adamec, D., 2001. Correlations between surface chlorophyll and sea surface height in the tropical Pacific during the 1997–1999 El Niño-Southern Oscillation event. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, C12(106), s. 30923–31684.

Wiśniewska, A., 1978. Warunki wezbrań u polskich wybrzeży Bałtyku. *Studia i materiały oceanologiczne*, 27 PAN KBM Sopot, s. 153–164.

Wiśniewski, B., 1998. *Falowanie wiatrowe*. Szczecin: Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Szczecińskiego.

Wolski, T., 2017. Czasowa i przestrzenna charakterystyka ekstremalnych poziomów wód Morza Bałtyckiego. Szczecin: Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Szczecińskiego.

Woolf, D.K., Challenor, P.G. i Cotton, P.D., 2002. Variability and predictability of the North Atlantic wave climate. *Journal of Geophysical Research*, 107(C10), s. 1–14.

Woollings, T., Hannachi, A. i Hoskins, B., 2010. Variability of the North Atlantic eddy-driven jet stream. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 649(136), s. 856–868.

Wypych, A., 2018. *Para wodna w troposferze nad Europą*. Kraków: Uniwersytet Jagielloński w Krakowie, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej.

Zespół autorów BACC II red., 2015. *Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin*. Regional Climate Studies. Cham: Springer International Publishing.

Zespół badawczy FMI, 2019. *Wave height records in the Baltic Sea*. [online] Wave height records in the Baltic Sea. Dostępne na: <<https://en.ilmatieenlaitos.fi/wave-height-records-in-the-baltic-sea>> [dostęp 14.11.2022].